

Название журнала	ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА						
Издательство	Академический научно-издательский, производственно-полиграфический и книгораспространительский центр Российской академии наук "Издательство "Наука"						
Сведения о переименовании и переводе	Переводная версия: <i>Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics</i> <i>Earth Observation and Remote Sensing</i>						
Год выпуска	2012	Том		Номер выпуска	3		
Название статьи						Страницы	Цит.
ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА							
	ВОЗДЕЙСТВИЕ МЕЗОМАСШТАБНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ВИХРЕВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ВЕРХНЮЮ АТМОСФЕРУ И ИОНОСФЕРУ ЗЕМЛИ Бондур В.Г., Пулинец С.А.					3-11	29
	ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЛНОВЫХ СВОЙСТВ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ АТЛАНТИКИ НА МЕЖГОДОВЫХ МАСШТАБАХ Еремеев В.Н., Жуков А.Н., Сизов А.А.					12	1
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ							
	НЕФТЕПРОЯВЛЕНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКОЙ РАДИОЛОКАЦИИ Евтушенко Н.В., Иванов А.Ю.					24	6
	СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СУБМЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ БАЛТИЙСКОГО, ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ РАДИОЛОКАЦИИ Каримова С.С.					31	7
	СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ ПЛЕНОЧНЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ Лаврова О.Ю., Митягина М.И.					48	6
	ТРОПИЧЕСКИЕ ЦИКЛОНЫ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЦИКЛОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА Ярошевич М.И.					66	1
	РОЛЬ РЕЛЬЕФА В ФОРМИРОВАНИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ КАРСТОВЫХ ЛАНДШАФТОВ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ Елсаков В.В., Тетерюк Л.В.					78	4
РЕЦЕНЗИИ							
	KARMAKAR P. R. "MICROWAVE PROPAGATION AND REMOTE SENSING: ATMOSPHERIC INFLUENCES WITH MODELS AND APPLICATIONS". BOCA RATON, L., N. Y.: CRC PRESS. TAYLOR & FRANCIS GROUP, 2012. 257 P					94	0
ИНФОРМАЦИЯ							
	К 100-ЛЕТИЮ АКАДЕМИКА Г. И. ПЕТРОВА					96	0

**ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА**

ВОЗДЕЙСТВИЕ МЕЗОМАСШТАБНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ВИХРЕВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ВЕРХНЮЮ АТМОСФЕРУ И ИОНОСФЕРУ ЗЕМЛИ

© 2012 г. В. Г. Бондур*, С. А. Пулинец

ГУ Научный центр аэрокосмического мониторинга “Аэрокосмос” Минобрнауки России и РАН, Москва

**E-mail: vgbondur@aerocosmos.info*

Поступила в редакцию 03.02.2012 г.

Рассматриваются механизмы зарождения и интенсификации таких опасных атмосферных вихревых явлений, как тропические циклоны (ТЦ), а также процессы их электромагнитного взаимодействия с ионосферой Земли. Приведен анализ различных моделей ТЦ, в том числе принимающих во внимание процессы ионизации. Проанализированы механизмы, учитывающие спиральное поле скоростей при формировании ТЦ, а также физический механизм, объясняющий установленную статистическую связь кратковременных вариаций галактических космических лучей (Форбуш-понижений) с частотой зарождения и усилением ТЦ. Показано, что такого рода воздействие обусловлено уменьшением ионообразования во время Форбуш-понижений на уровне тропопаузы, а соответственно, понижением температуры на уровне верхней кромки облаков за счет уменьшения выделения скрытой теплоты, связанной с конденсацией влаги на вновь образуемых ионах. Этот процесс приводит к увеличению разницы температур между поверхностью океана и верхней частью тропического циклона, и, соответственно, к увеличению вертикальной конвекции, что приводит к интенсификации циклона. Делается вывод о том, что при исследовании таких мезомасштабных вихревых процессов в атмосфере, как ТЦ, следует учитывать не только гидродинамические особенности, но также термодинамические и электромагнитные свойства этих структур. Полученные результаты важны для организации исследований и мониторинга ТЦ, в том числе космическими методами.

Ключевые слова: мезомасштабные атмосферные процессы, тропические циклоны, вихревые образования, атмосфера, ионосфера, космический мониторинг

ВВЕДЕНИЕ

Теория зарождения и развития тропических циклонов (ТЦ) формировалась вначале в рамках классической гидродинамики и термодинамики атмосферы (Голицын, 1973; Шулейкин, 1978). При этом моделирование осуществлялось с использованием заданных начальных параметров атмосферы, которые, на самом деле, не всегда известны на момент зарождения ТЦ. В дальнейшем были внесены элементы нелинейного моделирования (Ярошевич, Ингель, 2000; Ерохин и др., 2007). При этом путем выбора параметров обобщенной нелинейной модели появилась возможность анализировать временную динамику вихря, включая длительность стадий жизненного цикла ТЦ, максимальную скорость ветра и т.д. Использование мезомасштабных моделей атмосферы позволило значительно улучшить качество прогнозов динамики ТЦ (Hoffman et al., 2006; Kafatos et al., 2006) и, в частности, изменения направления их движений в присутствии пространственной анизотропии поля температур. В последнее время большое внимание уделяется роли ионизации как на поверхности Зем-

ли (естественная радиоактивность Земли) (Карелин, 2009; Бондур и др., 2009), так и на уровне тропопаузы (галактические космические лучи) (Бондур и др., 2008а; 2009).

Результаты экспериментальных исследований, полученных при полетах самолетов-лабораторий внутрь ТЦ, в процессе космического мониторинга этих природных катастроф, а также в результате моделирования, позволили ввести понятие спиральности атмосферных движений и развить нелинейную теорию обратного каскада (образование крупномасштабных структур из структур меньшего масштаба) для описания динамики развития этих опасных природных явлений (Левина, Монтгомери, 2010).

В настоящей работе делается попытка представить проблемы динамики ТЦ на основании результатов предыдущих исследований, а также работ авторов по исследованию воздействия ТЦ на атмосферу и ионосферу Земли с использованием космических данных (Бондур и др., 2008а, б; 2009; Бондур, Васякин, 2011; 2012; Пулинец и др. 1998; Pulinets, Liu, 2004; Pulinets et al., 2006).

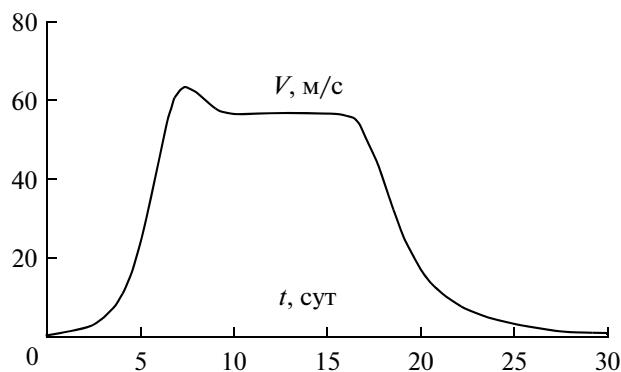


Рис. 1. Динамика изменения скорости ветра с учетом фазы затухания ТЦ.

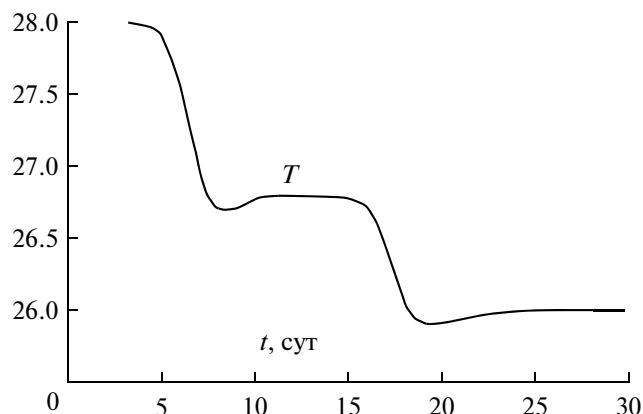


Рис. 2. Динамика температуры поверхности океана с учетом фазы затухания урагана.

КЛАССИЧЕСКИЕ ТЕОРИИ ОПИСАНИЯ ТРОПИЧЕСКИХ УРАГАНОВ

В ранних работах (см. например (Шулейкин, 1978)), на основе результатов экспериментальных наблюдений были созданы математические модели, пригодные для расчетов параметров временной динамики ТЦ. Эти модели основаны на использовании уравнения

$$dV/dt = (T - T_n)V - \sigma V^2,$$

где T — температура поверхности океана в области ТЦ; T_n — пороговое значение этой температуры, выше которой происходит усиление возмущений; σV^2 — слагаемое, определяющее потери энергии, обусловленные диссипативными процессами, возрастающими с ростом интенсивности вихря.

Обычно КПД преобразования тепловой энергии в энергию движения воздуха в заданном направлении принимается равным (Голицын, 1973)

$$\Delta p/p,$$

где Δp — ускоряющий перепад давления, p — полное давление на поверхности океана.

В работе (Ярошевич, Ингель, 2000) по аналогии с моделями генерации излучения в лазерах была предложена нелинейная модель развития ТЦ, учитывающая накачку энергии в системе океан-атмосфера, пороговые условия для формирования мощного вихря, а также его взаимодействие с окружающей средой.

В работе (Ерохин и др., 2007) развита нелинейная модель (Ярошевич, Ингель, 2000), позволяющая описывать и стадию затухания ТЦ, связанную с выходом его на сушу или перемещением в область более холодной поверхности океана. Для этого в один из параметров окружающей среды, определяющий условия генерации вихря, вводилась зависимость от времени. Соответственно понижение величины этого параметра от порогового значения приводило к затуханию ТЦ.

На рис. 1 показано изменение скорости ветра в ТЦ, а на рис. 2 — изменение температуры поверхности океана с учетом затухания в соответствии с модифицированной нелинейной моделью (Ерохин и др., 2007). Как видно из приведенных рисунков, введение в модель свободных параметров (которые можно изменять) позволяет управлять описанием процесса образования и затухания ТЦ. В качестве свободных параметров можно вводить влияние солнечно-земных связей, роль которых статистически установлена в качестве одного из факторов регионального тропического циклогенеза (Pérez-Peraza et al., 2008).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ЧИСЛЕННЫХ МОДЕЛЕЙ АТМОСФЕРЫ ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

В численных расчетах атмосферных процессов, в том числе ТЦ, наиболее часто используется мезомасштабная модель NCAR пятого поколения MM5 (Grell et al., 1994). Это ассимилятивная модель, позволяющая вводить в расчеты данные экспериментальных наблюдений практически в реальном масштабе времени. Модель работает на площади $3000 \times 4000 \text{ км}^2$ на десяти уровнях в диапазоне давлений от давления на поверхности суши до уровня 50 гПа.

В последнее время успешно применяется методика, позволяющая рассчитывать динамику ТЦ в рамках модели MM5 путем введения малых конечных изменений параметров, в том числе и времени, называемая 4D-VAR (Hoffman et al., 2006). С помощью этого подхода удалось определить наиболее чувствительные параметры, влияющие на динамику ТЦ. В частности, в работе (Kafatos et al., 2006) с использованием результатов расчетов по модели MM5 продемонстрирована роль высокой температуры поверхности океана в Мекси-

канском заливе в резком усилении интенсивности урагана Katrina в августе 2005 г. Результаты моделирования подтверждаются экспериментальными данными, полученными в работах (Бондур, Васякин, 2011; 2012) на основании анализа спутниковой информации.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ С УЧЕТОМ ПРОЦЕССОВ ИОНИЗАЦИИ

В работе (Карелин, 2009) делается попытка обосновать необходимость наличия определенного уровня ионизации для формирования достаточного количества центров конденсации. Модельные расчеты, в которых в качестве исходного уравнения использовалось модифицированное уравнение Шулейкина (Шулейкин, 1978), показали, что в обычных условиях при невысокой скорости ионизации в атмосфере, независимо от начальной скорости и температуры среды даже при высокой относительной влажности воздуха, не происходит развития мощного ТЦ, в котором максимальная скорость ветра превышает 60 м/с или 200 км/ч (Шулейкин, 1978). Но при увеличении уровня ионизации происходит резкое усиление скорости ветра, также как и при увеличении поверхностной температуры (см. рис. 3). Это свидетельствует о необходимости учета процессов ионизации пограничного слоя атмосферы при моделировании зарождения и развития ТЦ.

Роль ионизации существенна и на больших высотах, вблизи верхней кромки облаков. В работе (Бондур и др., 2008а) описан физический механизм усиления ТЦ, связанный с изменением уровня ионизации на высоте тропопаузы во время кратковременного уменьшения потоков галактических космических лучей при развитии магнитной бури (Форбуш-понижение). Воздействие вариаций потоков космических лучей на интенсивность ТЦ в Атлантике установлено путем статистического анализа многолетнего ряда данных (Pérez-Peraza et al., 2008). Механизм усиления ТЦ связан с уменьшением температуры на уровне тропопаузы, вызванным уменьшением выделения скрытой теплоты испарения и соответственно увеличением перепада температур между поверхностью океана и тропопаузой, приводящим к усилению вертикальной конвекции.

На рис. 4 показаны вариации атмосферных параметров во время магнитной бури, происходившей в конце августа 2005 г., которая привела к усилению урагана Katrina (Бондур и др., 2008а; 2009).

Таким образом, установлено, что при моделировании динамики ТЦ необходимо учитывать уровень ионизации как вблизи поверхности океана, так и в верхней части урагана, поскольку термо-

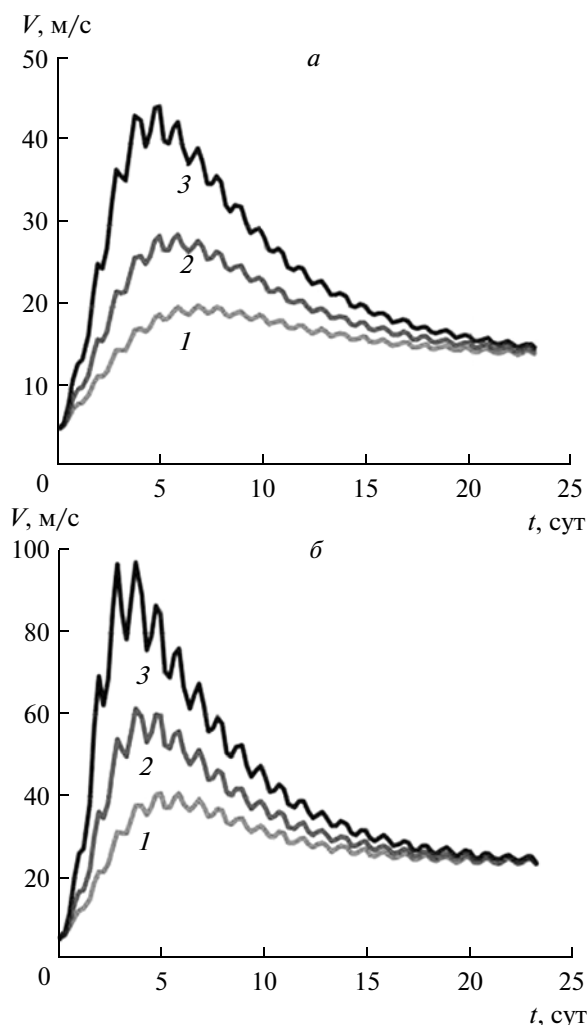


Рис. 3. *a* – Скорость ветра в зависимости от времени при $V_0 = 5$ м/с, $H = 95\%$, $T_g = 18^\circ\text{C}$; *б* – скорость ветра при $T_g = 28^\circ\text{C}$ и макс. скорости ионизации fI : 1 – $26\text{ см}^{-3}\text{ с}^{-1}$; 2 – $52\text{ см}^{-3}\text{ с}^{-1}$; 3 – $104\text{ см}^{-3}\text{ с}^{-1}$.

динамические процессы, связанные с ионизацией, оказывают воздействие на его энергетику.

СПИРАЛЬНОСТЬ В ТРОПИЧЕСКОМ ЦИКЛОГЕНЕЗЕ

В последнее время активно развивается научное направление, связанное с исследованием роли спиральности в тропическом циклогенезе. Проводятся исследования перестройки крупномасштабной конвективной неустойчивости под действием мелкомасштабной спиральной турбулентности. Такая неустойчивость в нелинейной физике называется неустойчивостью обратного каскада. Неустойчивость развивается путем слияния мелкомасштабных спиральных конвектив-

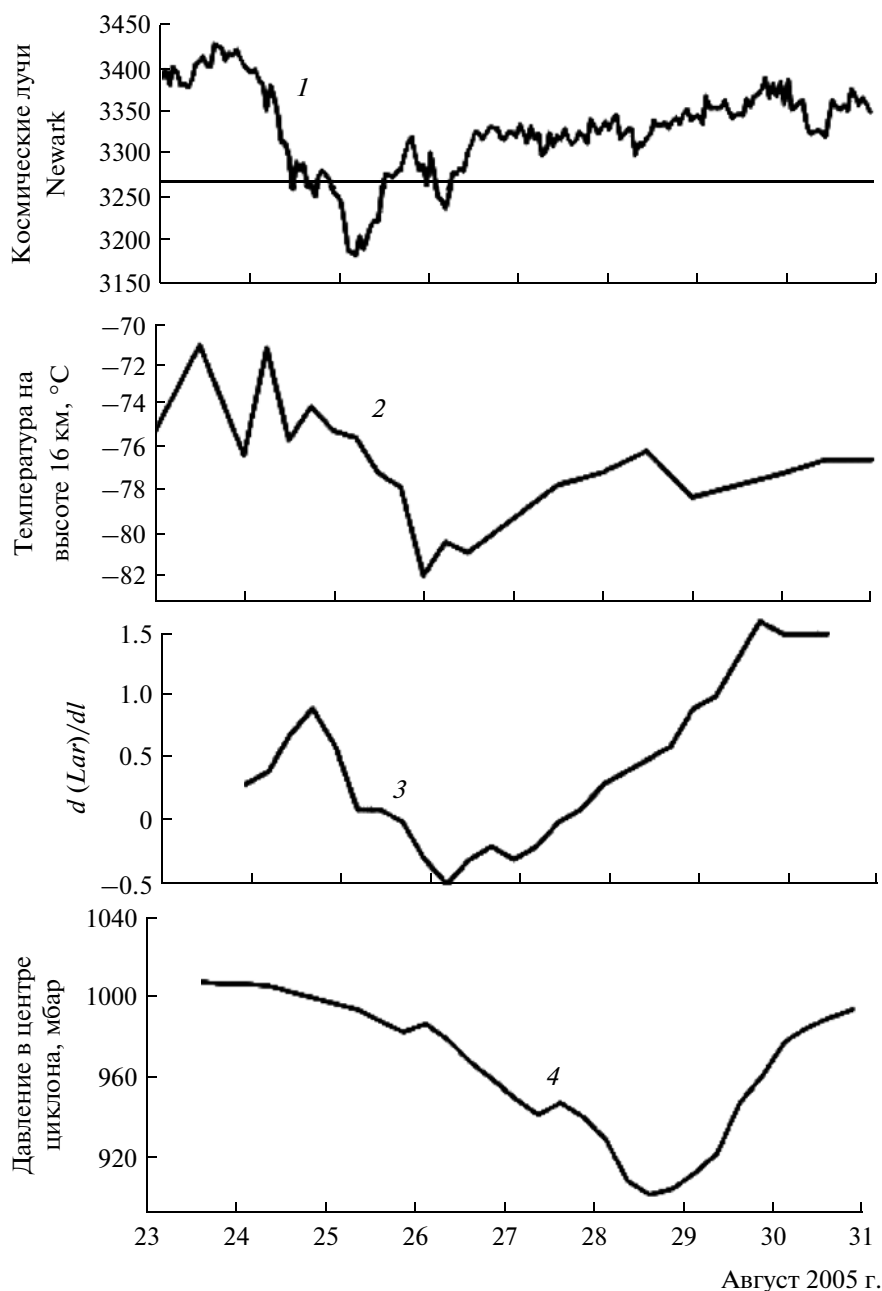


Рис. 4. Вариации потока галактических космических лучей по данным станции Newark, США — кривая 1, температура воздуха на высоте 16 км — кривая 2, производная географической широты положения урагана Katrina — кривая 3, давление в центре урагана Katrina — кривая 4.

ных структур и приводит к образованию более крупных и интенсивных спиральных вихрей.

При исследовании ТЦ до недавнего времени не обращали особого внимания на спиральные свойства поля скоростей. В последнее время все большее число исследователей склоняется к тому, что глубокая кучево-дождевая конвекция в тропиках с характерным масштабом 2–20 км по горизонтали, осуществляющая перенос явного и скрытого тепла от подстилающей поверхности вдоль всей

высоты тропосферы, является основным механизмом усиления, предшествующим зарождению циклонической мезомасштабной (~200 км) циркуляции и перехода ее в вихрь ураганной силы (Emanuel, 2003). Однако в настоящее время еще нет единого мнения по поводу сценария такой трансформации и участвующих в ней физических механизмов.

В работе (Левина, Монтгомери, 2010) описаны численные эксперименты по оценке роли спи-

ральности в развитии ТЦ, выполненные на основе модели RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) университета Колорадо (США). Показано, что при развитии урагана нарушается симметрия спиральности (левая и правая спиральность). При влиянии мелкомасштабных вихрей в течение первых 15–17 ч модельного времени интегральная спиральность равна нулю. После приблизительно 18 ч модельного времени спиральность становится существенно положительной и нарастающей. При этом анализ полей вертикальной скорости и завихренности показывает, что положительная спиральность обусловлена преобладанием локальных восходящих циклонических движений. Ненулевая спиральность означает нарушение зеркальной симметрии атмосферной турбулентности и обесценивает возможность возникновения крупномасштабной вихревой неустойчивости.

Основным результатом работы можно считать то, что мониторинг спиральности (в том числе с борта космических аппаратов) может стать надежным индикатором развития ТЦ.

ПРИРОДА ТЕПЛОВЫХ БАШЕН И ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА УРАГАНОВ

В работе (Левина, Монтгомери, 2010) отмечается, что основную роль в слиянии конвективных вихрей в ТЦ играют вихревые столбы, поднимающиеся через всю толщу тропосферы, которые были названы вихревыми горячими башнями. В частности, такие башни были обнаружены из космоса (спутник TRMM, США) в урагане Katrina, пример показан на рис. 5 (Young, 2005) (см. на цветн. вклейках).

Возникает вопрос о природе образования таких башен, и чем они отличаются от остальной части урагана, не структурированного в виде башен. То, что их температура выше, чем температура окружающей среды, наводит на мысль о некоем механизме тепловыделения внутри башни, отличном от термодинамики всего ТЦ. Одним из подходящих механизмов, на наш взгляд, может являться выделение скрытой теплоты испарения при конденсации влаги на ионах, описанных в работах (Бондур и др., 2008б; Pulinets et al., 2006).

Как было отмечено выше, процессы ионизации играют важную роль в развитии ТЦ. Упомянулись два источника ионизации: природная радиоактивность Земли и галактические космические лучи. Следует принять во внимание еще один источник ионов – грозовую активность. Как известно, ТЦ образуются из областей пониженного давления, где развиваются грозы, способные вызывать интенсивную ионизацию с помощью молниевых разрядов. Интересно отметить, что

как раз области с тепловыми башнями отличаются повышенной грозовой активностью.

В последнее время предлагаются также другие механизмы ионизации, связанные с развитием коронного разряда на каплях воды (Карелин, 2010) и развитием лавинного процесса, приводящего к пробое (при возможном участии космических лучей как триггерного механизма) (Гуревич и др., 2009).

В связи с этим можно предложить следующую гипотезу о природе тепловых башен – это области с повышенным содержанием ионов и повышенной грозовой активностью. Высокая скорость ионообразования приводит к повышенному выделению скрытой теплоты испарения за счет конденсации влаги на ионах и к повышенной температуре башни по сравнению с окружающей ее средой.

При этом следует обратить внимание еще на одно обстоятельство: повышенное содержание ионов в этих образованиях требует учета электромагнитных сил, в частности, силы Лоренца. С учетом того, что вблизи геомагнитного экватора и в низких широтах силовые линии геомагнитного поля практически горизонтальны и направлены вдоль меридиана, то горизонтальные ветры, вовлекая в движения заряженные кластеры, приводят к их движению в вертикальном направлении. Это вызывает разделение зарядов и формирование слоистой электрической структуры облаков. Вертикальные движения, связанные с конвекцией, приводят к горизонтальным движениям ионов. Таким образом, электромагнитные силы способствуют нарушению спиральности, обусловленной гидродинамическими движениями, и, вполне возможно, вносят свой вклад в нарушение нулевой интегральной спиральности в ходе развития урагана.

ВОЗДЕЙСТВИЕ УРАГАНОВ НА ИОНОСФЕРУ

Наиболее очевидной причиной воздействия ТЦ на ионосферу Земли является проникновение электрического поля из верхней части урагана, напряженность которого составляет порядка 10 кВ/м. Проникновение электрического поля от грозового облака в ионосферу оценивалось многими авторами, например в работе (Negai et al., 1990). В этой работе рассматривается формирование зоны пониженной концентрации электронов в Е-области ионосферы. Дальнейшие исследования проникновения электрического поля в ионосферу (Пулинец и др., 1998) показали, что под воздействием сильного электрического поля, проникающего с поверхности земли (или грозового облака), в Е-области могут формироваться спорадические слои. Экспериментальные измерения с использованием метода вертикального зондиро-

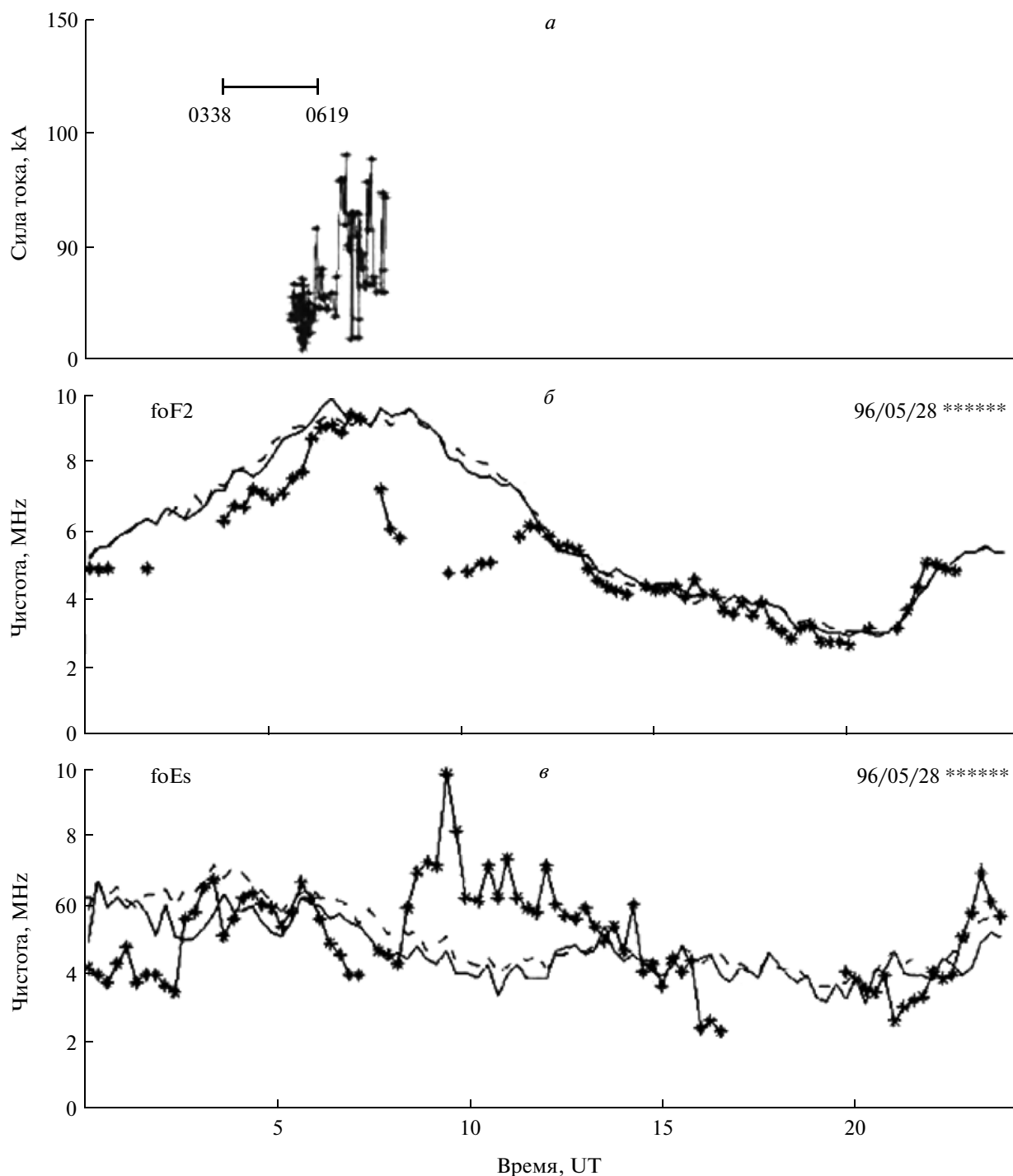


Рис. 6. Эффекты в ионосфере, зарегистрированные на Тайване, при прохождении грозового фронта над ионосферной станцией: *a* — период времени, когда с помощью локатора наблюдались отражения от грозовых облаков (горизонтальная линия); грозовые разряды, зарегистрированные с помощью датчика грозовой активности (крестики); *б* — вариации критической частоты foF2 (сплошная линия — месячная медиана, крестики — данные во время прохождения грозы); *в* — вариации критической частоты спорадического слоя foEs (сплошная линия — месячная медиана, крестики — данные во время прохождения грозы).

вания позволили одновременно с формированием спорадических слоев в E-области обнаружить понижение электронной концентрации в F-области ионосферы (Pulinets, Liu, 2004).

На рис. 6 представлены эффекты в ионосфере, зарегистрированные на Тайване, при прохождении грозового фронта над ионосферной станцией. Грозовые облака регистрировались также с по-

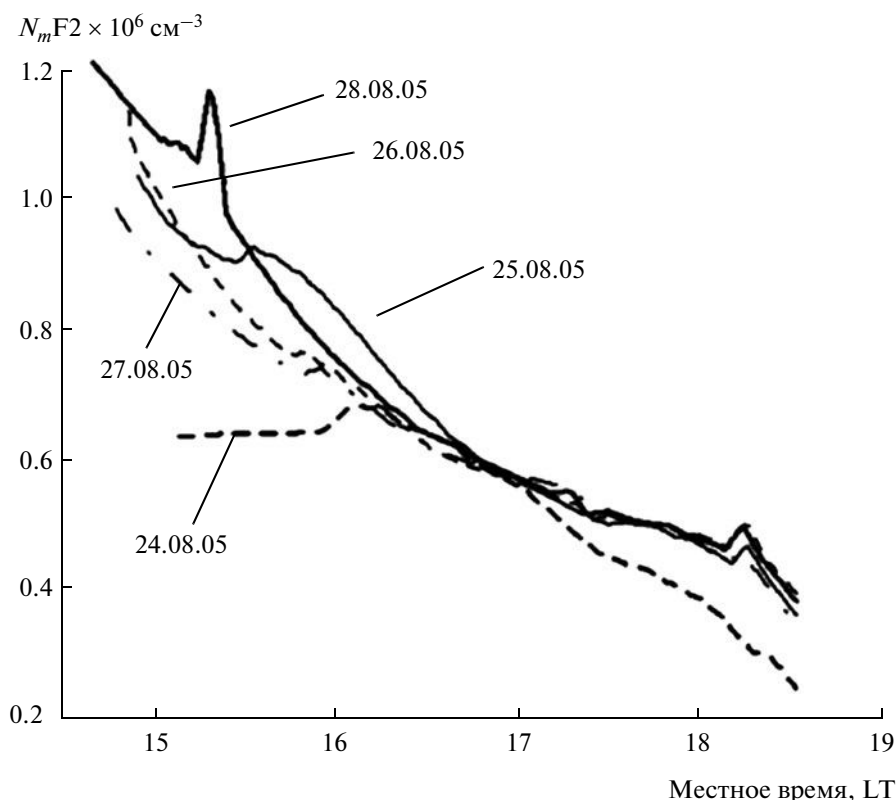


Рис. 8. Вариации электронной концентрации $N_m F2$ над ураганом Katrina по данным навигационного спутника GPS № 19 для периода 24–28 августа 2005 г. (Бондур и др., 2008б).

мощью радара (горизонтальная линия на рис. 6а), а результаты, зафиксированные с помощью детектора молниевых разрядов, показаны на данном рисунке крестиками.

Интенсивные электрические поля над тропическими ураганами регистрировались с борта спутника “Космос-1809” (Исаев и др., 2002). Их величина соответствовала полям, регистрируемым во время сильной геомагнитной бури (~8 мВ/м).

Воздействие ТЦ на ионосферу было исследовано в работе (Бондур и др., 2008б) на примере урагана Katrina. Для этого были использованы данные, полученные с помощью приемников спутниковой навигационной системы GPS в районе прохождения ТЦ, а применяемая специальная технология обработки позволила определить распределение электронной концентрации и положение высоты максимума F-слоя ионосферы, а также модификацию вертикальных профилей электронной концентрации.

Трехмерное представление положения высоты максимума электронной концентрации слоя F2 ионосферы над зоной прохождения ТЦ Katrina для 28.08.2005 г. показано на рис. 7 (Бондур и др., 2008б) (см. на цветн. вклейках). Понижение высоты максимума электронной ионизации слоя F2 ионосферы над ураганом Katrina сопровождалось

пикообразным увеличением электронной концентрации, показанном на рис. 8 (Бондур и др., 2008б).

Подобное увеличение электронной концентрации над ураганами регистрировалось также со спутника “Космос-1809” (Беляев и др., 2010). Авторы работы (Беляев и др., 2010) интерпретируют наблюдаемое повышение как результат выноса ионов вверх восходящим потоком нейтральной атмосферы над глазом урагана, увлекающим вследствие столкновений ионы вверх. При этом квазинейтральность плазмы поддерживается продольной подвижностью электронов вдоль магнитного поля. Тонкая структура пика в зените над ураганом указывает на то, что струя ионов останавливается на высоте ~1500 км.

Исследования воздействия ураганов на ионосферу и анализ их результатов являются доказательством наличия связей между тропосферой и ионосферой Земли и существования сложных электромагнитных процессов в крупномасштабных вихревых структурах. Опускание ионосферы над ураганом, обнаруженное в работе (Бондур и др., 2008б), и повышение электронной концентрации над глазом урагана являются подтверждением наличия такой связи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании проведенного анализа проблем генерации ТЦ и их взаимодействия с атмосферой Земли, показано, что при моделировании этих явлений необходимо учитывать спиралевидность циклогенеза. При этом следует принимать во внимание электромагнитные свойства этих структур, обуславливаемые процессами ионизации от различных источников: на подстилающей поверхности (природная радиоактивность), извне (космические лучи) и внутри самого урагана (грозовая активность, а также коронный разряд на каплях и пробой на убегающих электронах). Электромагнитные силы внутри ТЦ могут повлиять на его динамику, в частности, на развитие неустойчивости обратного каскада. Результатом ионизации становится повышенное тепловыделение в областях интенсивного ионообразования, что, по-видимому, является причиной формирования тепловых башен внутри урагана с высокой грозовой активностью.

Эффективное разделение зарядов внутри вихревой структуры приводит к формированию сильного электрического поля на верхней кромке урагана, проникающего в ионосферу и создающего локальные неоднородности как в Е-области, так и в F-области ионосферы. Источником ионосферных аномалий может служить также разница проводимости тропосферы внутри ТЦ и вне его, что приводит к изменению потенциала ионосферы над ним.

Работа выполнена при государственной поддержке ведущей научной школы НШ-374.2012.5 “Аэрокосмические исследования и мониторинг взаимодействия атмосферы и океана в интересах наук о Земле, экологии и рационального природопользования”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беляев Г., Костин В., Трушкина Е., Овчаренко О., Бойчев Б. Вариации параметров ионосферы при формировании и развитии тайфунов // SES2010, 6-th Int. Sci. Conf.: Space, Ecology, Safety. 2–4 November 2010. Sofia, Bulgaria. P. 83–90.
- Бондур В.Г., Васякин С.А. Космический мониторинг мезомасштабных вихревых процессов на границе атмосферы и океана // Матер. 4-й Междунар. конф. “Тепломассообмен и гидродинамика в закрученных потоках”. Москва, 18–20 октября 2011 г.
- Бондур В.Г., Васякин С.А. Мониторинг Атлантической зоны тропического циклогенеза // Изв. ВУЗов. Геодезия и аэрофотосъемка. № 1. 2012. С. 3–12.
- Бондур В.Г., Крапивин В.Ф., Савиных В.П. Мониторинг и прогнозирование природных катастроф. М.: Научный мир, 2009. 692 с.
- Бондур В.Г., Пулинец С.А., Ким Г.А. О роли вариаций галактических космических лучей в тропическом циклогенезе на примере урагана Katrina // Докл. РАН. 2008а. Т. 422. С. 244–249.
- Бондур В.Г., Пулинец С.А., Узунов Д. Воздействие крупномасштабных атмосферных вихревых процессов на ионосферу на примере урагана Katrina // Исслед. Земли из космоса. 2008б. № 6. С. 3–11.
- Голицын Г.С. Введение в динамику планетных атмосфер. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 104 с.
- Гуревич А.В., Караитин А.Н., Рябов В.А. Нелинейные явления в ионосферной плазме. Влияние космических лучей и пробоя на убегающих электронах на грозовые разряды // Усп. физич. наук. 2009. Т. 179. № 7. С. 779–790.
- Ерохин Н.С., Михайловская Л.А., Ерохин Н.Н. Нелинейная модель описания временной динамики полного жизненного цикла тропического урагана // Моделирование физических процессов в окружающей среде: Научная сессия МИФИ. М.: МИФИ, 2007. Т. 5. С. 71–72.
- Исаев Н.В., Сорокин В.М., Чмырев В.М., Серебрякова О.Н. Электрические поля в ионосфере, связанные с морскими штормами и тайфунами // Геомагнетизм и аэронавигация. 2002. Т. 42. С. 670–675.
- Карелин А.В. О возможности космического мониторинга процессов возникновения тропических ураганов // Вопр. электромеханики. 2009. Т. 111. С. 43–50.
- Карелин А.В. Механизм генерации электричества в грозовых облаках и тропических ураганах // Вопр. электромеханики. 2010. Т. 118. С. 45–49.
- Левина Г.В., Монтегмери М.Т. О первом исследовании спиральной природы тропического циклогенеза // Докл. РАН. Геофизика. 2010. Т. 434. С. 1–6.
- Пулинец С.А., Хегай В.В., Боярчук К.А., Ломоносов А.М. Атмосферное электрическое поле как источник изменчивости ионосферы // Усп. физич. наук. 1998. Т. 41. С. 515–522.
- Шулейкин В.В. Расчет развития, движения и затухания тропических ураганов и главных волн, создаваемых ураганами. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 94 с.
- Ярошевич М.И., Ингель Л.Х. Тропический циклон как элемент системы океан–атмосфера // Докл. РАН. Геофизика. 2000. Т. 399. С. 397–400.
- Emanuel K. 2003: Tropical cyclones // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. V. 31. P. 75–104.
- Grell G.A., Dudhia J., Stauffer D.R. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). Tech. Note 3981A. NCAR, 1994. 122 p.
- Hegai V.V., Kim V.P., Illich-Svitych P.V. The formation of a cavity in the night-time midlatitude ionospheric E-region above a thundercloud // Planet. Space Sci. 1990. V. 38. P. 703–707.
- Hoffman R.N., Henderson J.M., Leidner S.M. Using 4D-VAR to move a simulated tropical cyclone in a mesoscale model // Comp. & Math. with Applicat. 2006. V. 52. P. 1193–1204.
- Kafatos M., Sun D., Gautam R., Boybeyi Z., Yang R., Cervone G. Role of anomalous warm gulf waters in the intensification of Hurricane Katrina // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. № L17802. doi:10.1029/2006GL026623.
- Pérez-Peraza J., Kavlaikov S., Velasco V., Gallegos-Cruz A., Azpra-Romero E., Delgado-Delgado O., Villicaña-Cruz F.

Solar, geomagnetic and cosmic ray intensity changes, preceding the cyclone appearances around Mexico // *Adv. Space Res.* 2008. V. 42. P. 1601–1613.

Pulinets S.A., Liu J.Y. Ionospheric variability unrelated to solar and geomagnetic activity // *Adv. Space Res.* 2004. V. 34. P. 1926–1933.

Pulinets S.A., Ouzounov D., Karelin A.V., Boyarchuk K.A., Pokhmelnikh L.A. The physical nature of the thermal anomalies observed before strong earthquakes // *Phys. Chem. Earth.* 2006. V. 31. P. 143–153.

Young K. Satellites spot “hot towers” in Hurricane Katrina // *New Scientist.* 2005. <http://space.newscientist.com/article/dn7929>

The Mesoscale Atmospheric Vortical Structure Impact on the Upper Atmosphere and Ionosphere of the Earth

V. G. Bondur, S. A. Pulinets

“AEROCOSMOS” Scientific Center for Aerospace Monitoring under the Ministry of Education and Sciences of the Russian Federation and the Russian Academy of Sciences, Moscow

The mechanisms of incipience and intensification of dangerous atmospheric vortical processes such as tropical cyclones (TC), as well as their interaction with the Earth’s ionosphere are considered. The different models of TC are analyzed including the models taking into account the ionization processes. The mechanisms taking into account the spiral field of velocities during the TC formation have been analyzed, as well as the physical mechanism, explaining the established statistically relationship of short-term variations of galactic cosmic rays (Forbush-decreases) with the frequency of galactic TC incipience and amplification. It is demonstrated that such impact is conditioned by the drop of ion production rate during the Forbush decreases at the level of tropopause, and respectively decreasing of temperature at the top of ionosphere altitude because of decrease of latent heat release which is connected with water vapor condensation on the newly formed ions. This process leads to the rise of temperature difference between the ocean surface and the top level of tropical depression, and respectively to the amplification of vertical convection what has as a consequence the cyclone intensification. It is concluded that investigation of such mesoscale vortical processes requires taking into account not only the hydrodynamical features but the thermodynamical and electrodynamical of these formations as well. The results of discussion are important for organization of studies and monitoring of TC with the use of space born technologies.

Keywords: mesoscale atmospheric processes, tropical cyclones, vortical formations, ionosphere, ionosphere, space monitoring

**ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА**

**ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЛНОВЫХ СВОЙСТВ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ
ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ АТЛАНТИКИ
НА МЕЖГОДОВЫХ МАСШТАБАХ**

© 2012 г. В. Н. Еремеев^{1*}, А. Н. Жуков², А. А. Сизов²

¹Океанологический центр НАН Украины, Севастополь

²Морской гидрофизический институт НАН Украины, Севастополь

*E-mail: director@ibss.iuf.net

Поступила в редакцию 27.04.2011 г.

Представлены результаты исследований пространственной изменчивости поля температуры поверхности (SST) Атлантического океана на межгодовых масштабах. Анализ выполнен по среднемесячным спутниковым данным AVHRR Pathfinder Data JPL NOAA/NASA за 1985–2001 гг. Описаны особенности структуры полей средних за 17 лет значений SST, а также полей градиента и дисперсии временных рядов SST по каждому узлу сетки данных. С помощью ритмодинамического подхода показано существование пространственных тепловых волн в межгодовой изменчивости поля SST по двум основным направлениям — зональному и меридиональному.

Ключевые слова: температура поверхности, межгодовая изменчивость, ритмодинамика, общепланетарное поле тепловых волн, Атлантический океан

ВВЕДЕНИЕ

В ряде работ последних лет активно исследуются повторяемость периодов аномально высоких температур на европейском континенте. Яркий пример — аномально жаркое лето 2003 г. (Blacke et al., 2004; Schar et al., 2004). Это явление, названное “тепловой волной”, связывают с особенностями крупномасштабной циркуляции атмосферы в Атлантико-Европейском регионе (Schar et al., 2004), которые, в частности, приводят к формированию знакопеременных структур аномалий поверхностной температуры в Северной Атлантике (Blacke et al., 2004).

В работах (Еремеев и др., 2006а, 2006б; 2007а, 2007б), посвященных исследованиям общих закономерностей временной и пространственной изменчивости спектральных характеристик геофизических процессов и полей (т.е. их ритмодинамики), было предложено обобщенное представление о возможной природе явлений такого рода. Так, в (Еремеев и др., 2007б) показано существование пространственных волн в изменчивости температуры поверхности Черного моря на межгодовых масштабах. Там же с учетом результатов, полученных в (Еремеев и др., 2007а), было сделано предположение, что такое волновое поле является общепланетарным (ОВП).

Цель данной работы — проверка этого предположения с помощью массива спутниковых данных по температуре поверхности Атлантического океана.

Выбор Атлантики связан с тем, что водные массы этого бассейна в своей динамике полноценно представляют оба полушария планеты, а его протяженность позволяет изучать как меридиональную, так и зональную составляющие ОВП. Решение этой задачи предполагает исследование особенностей пространственной изменчивости температуры поверхности Атлантического океана, поиск устойчивых масштабов такой изменчивости и определение их характеристик на основе аналитических подходов (Еремеев и др., 2006б; 2007а, 2007б).

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Данные спутниковых наблюдений температуры поверхности (t_w) Атлантики за период 1985–2001 гг. были взяты из архива AVHRR Ocean Pathfinder Data JPL NOAA/NASA (<http://podaac.jpl.nasa.gov/woce/woce3>). Использовались среднемесячные значения t_w для ночного времени наблюдений на равномерной сетке $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (~54 км). Всего было использовано 43200 узлов сетки в пределах прямоугольника 60° с.ш.— 60° ю.ш. и 70° з.д.— 20° в.д. (рис. 1).

Полученное после проведенных расчетов поле средних за все время наблюдений (17 лет) значений t_w Атлантики (рис. 1а) хорошо согласуется как с данными контактных измерений, так и с известными представлениями об особенностях

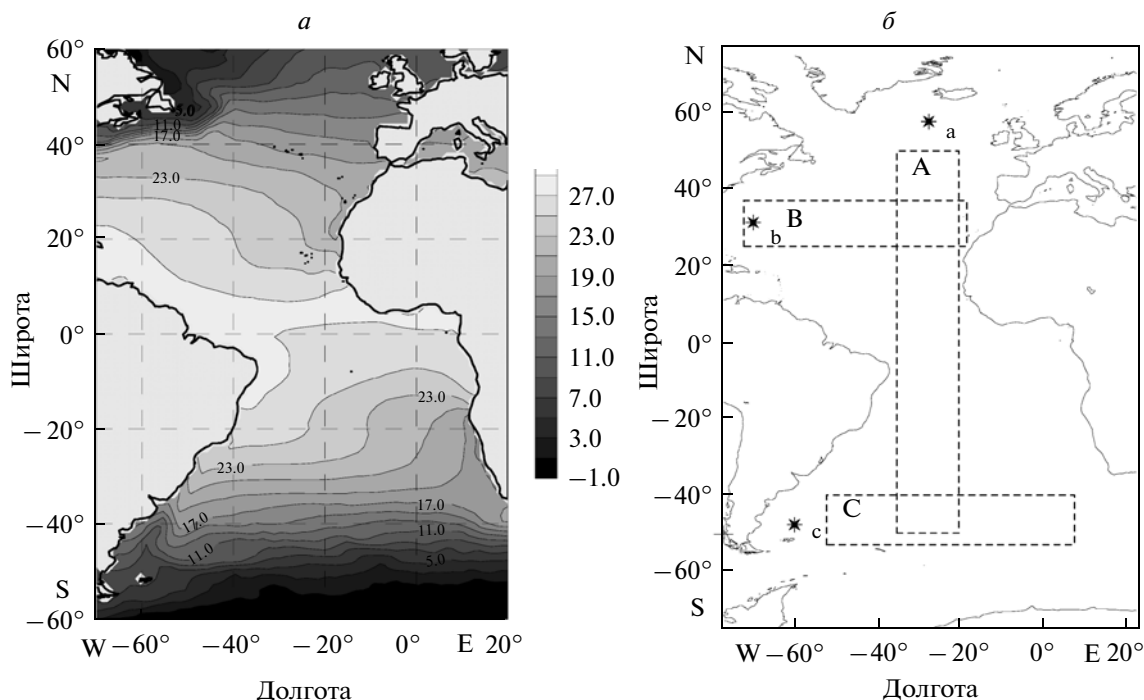


Рис. 1. Поле средней за 1985–2001 гг. t_w Атлантики по спутниковым данным (а) и географическое расположение трех его фрагментов (А, В, С), выбранных для анализа пространственной изменчивости (б).

циркуляции воды в этом бассейне (Булатов, 1977; Бурков, 1980; Levitus et al., 2005; Deser et al., 2010). Сравнение рис. 1а с аналогичным рисунком из (Булатов, 1977) показывает, что за разделяющие их несколько десятилетий в поле температуры произошли некоторые изменения.

Так, между п-овом Лабрадор и Гренландией t_w увеличилась в среднем на 2°C . Изгиб к северу изотермы 26°C в районе Малых Антильских островов и Пуэрто-Рико сместился выше с 19° с.ш. до $26^\circ\text{--}27^\circ$ с.ш. Аналогичные изменения произошли в положении этой изотермы у Ресифи и Сальвадора (Бразилия), она сдвинулась к югу с 14° ю.ш. до 21° ю.ш. Эти свидетельства повышения температуры Атлантического океана за последние два десятилетия XX в., в первую очередь в районе Ньюфаундленда и в экваториальной области, будут более подробно рассмотрены ниже.

Характерной чертой поля t_w Атлантики является известная асимметричность между севером и югом, западом и востоком (рис. 2а, б). Графики на этом рисунке были получены путем осреднения средних за 17 лет значений температуры каждого узла сетки данных по всем узлам каждой из частей поверхности Атлантики — севером, югом, западом и востоком. При этом границей между севером и югом был выбран экватор, а между западом и востоком (без равенства числа узлов по половинкам) — 25.0° з.д. Учитывались только узлы с обеспеченностью среднемесячными значениями не менее 95%. В основном полученные зависимости

для t_w Атлантики совпадают с известными результатами анализа межгодовой изменчивости, полученными по контактными (Levitus et al., 2005) и спутниковым данным (Артамонов и др., 2008). Вместе с тем есть и определенные отличия от данных (Levitus et al., 2005) — прежде всего, по Южной Атлантике.

Более детальные оценки t_w были получены аналогичным образом для четвертей поверхности океана — северо-запада (СЗ), северо-востока (СВ), юго-запада (ЮЗ) и юго-востока (ЮВ). На рис. 2в, г температуры приведены после удаления постоянной составляющей. При этом граница между западом и востоком с учетом примерного равенства числа узлов сетки по четвертям — это 32° з.д. на севере и 18° з.д. на юге. Полученные результаты показывают очевидную разницу не только в средней температуре этих четвертей (до 6°C между СЗ и ЮЗ), но и в их изменчивости. Межгодовые колебания t_w в четвертях и в океане в целом заметно несинхронны, особенно между севером и юго-западом.

В целом за 17 лет наблюдений t_w на СЗ и СВ увеличилась примерно на $0.7\text{--}0.8^\circ\text{C}$. На ЮЗ и ЮВ она снизилась на 0.1°C и 0.2°C соответственно. Таким образом, общее повышение температуры Атлантики за исследуемый период до 0.4°C является следствием потепления преимущественно ее северной части. Кроме того, с учетом результатов (Еремеев и др., 2007б) было выполнено срав-

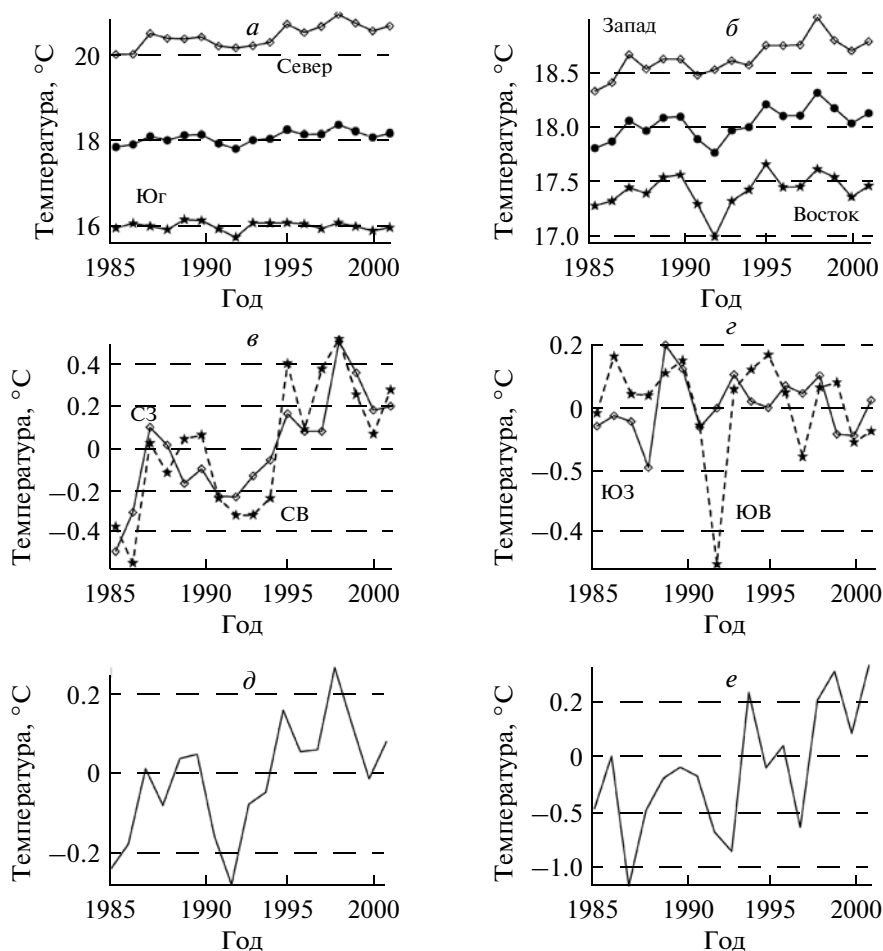


Рис. 2. Средние по пространству ряды среднегодовых значений и аномалий t_w Атлантики, ее частей (половины и четверти) и Черного моря: *a* — север, юг, весь океан; *б* — запад, восток, весь океан; *в* — СЗ (ромбы), СВ (звезды); *г* — ЮЗ (ромбы), ЮВ (звезды); *д* — весь океан; *е* — Черное море.

нение общего хода межгодовой изменчивости t_w Черного моря (рис. 2*е*), Атлантики в целом и ее частей. Из рис. 2*в*–2*е* следует, что изменчивость t_w Черного моря наиболее близка к СВ Атлантики, что следовало ожидать. Вместе с тем определенное сходство заметно и с ее ЮВ четвертью.

В связи с этими особенностями был проведен спектральный анализ рядов t_w по каждому узлу сетки данных Атлантики. На рис. 3 приведены примеры полученных результатов для трех узлов сетки, отмеченных на рис. 1*б* как *a*, *b* и *c*. Как хорошо видно, спектральные оценки временной изменчивости t_w показывают доминирование масштабов 2.0–2.5 года и 4–5 лет. При этом основные отличия в изменчивости t_w в большинстве случаев обусловлены влиянием ее низкочастотных (НЧ) составляющих. Несмотря на ряд особенностей, в целом по своей структуре большинство полученных спектров не имеют принципиальных отличий между собой и близки к аналогичным характеристикам t_w Черного моря (Еремеев и др., 2007б).

Близкие по значениям результаты спектрального анализа, полученные как с помощью традиционного преобразования Фурье (Дубравин и др., 1999; Tanimoto, Xie, 1999), так и вейвлет-анализа (Higuchi et al., 1999), указывают на существование в межгодовой изменчивости t_w Атлантики по всей ее акватории трех групп устойчивых колебаний — 2–4 года, 5–7 лет, 11–17 лет. Данные величины получены по многолетним (от 50 до 100 лет) контактным измерениям не только t_w , но также давления и температуры воздуха в приземном слое. В целом эти результаты спектрального анализа соответствуют представлениям об общепланетарном характере данных групп колебаний для межгодовой изменчивости указанных параметров (White, Tourre, 2003; Еремеев и др., 2006а, 2006б).

Вместе с тем для некоторых участков поверхности океана было заметно существенное доминирование в полученных спектрах гармоник с периодом 17 лет, что указывало на трендовый характер изменчивости. Кроме того, для этих участков была характерна и повышенная амплитуда

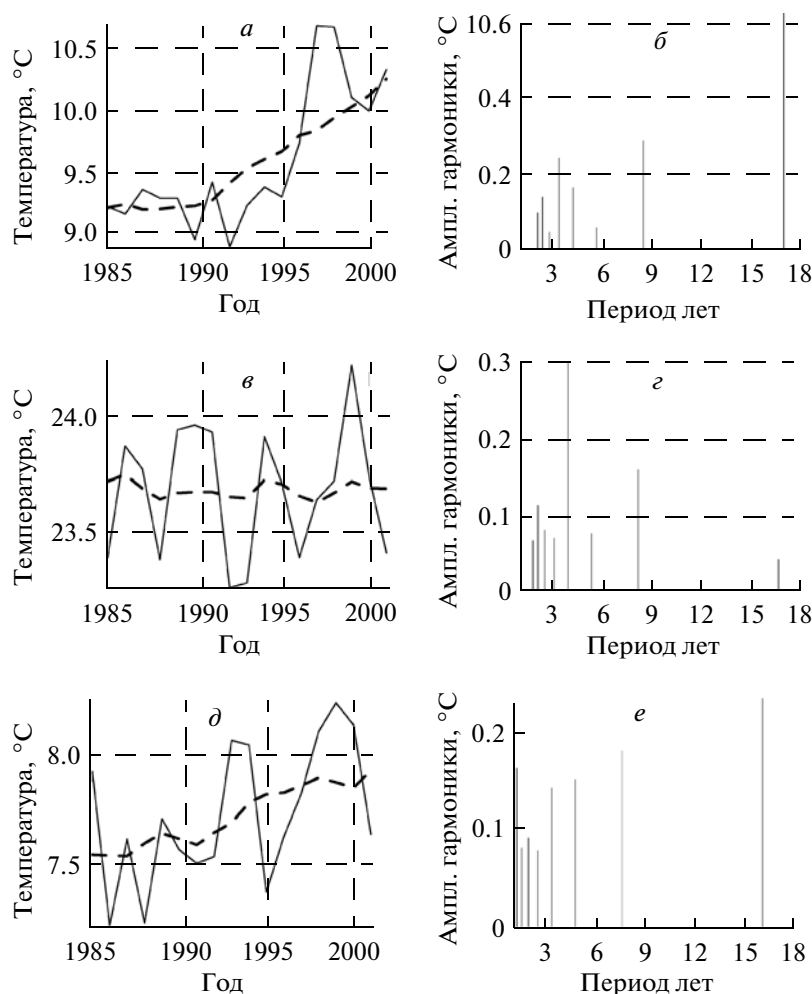


Рис. 3. Ряды среднегодовых значений t_w Атлантического океана, их НЧ-составляющие (---) для узлов сетки с координатами: 25.25° з.д., 57.75° с.ш. (а); 67.75° з.д., 31.25° с.ш. (в); 57.75° з.д., 47.75° ю.ш. (д) и соответствующие спектры этих рядов (б, г, е).

межгодовых колебаний, что свидетельствовало о значительно более активном изменении температуры этих участков за исследуемый период, в сравнении с основной частью акватории. Поэтому был проведен анализ пространственной изменчивости градиента температуры (Δt_w) и дисперсии (σ) соответствующих временных рядов, показавший существенную анизотропию этих полей (рис. 4, 5).

Величина Δt_w при этом рассчитывалась как разница между среднеарифметическими значениями двух последних и двух первых значений рядов t_w по каждому узлу сетки данных после удаления из них высокочастотной (ВЧ) составляющей. Последнее было сделано с помощью нерекурсивного фильтра скользящего среднего (ФСС) с периодом 10 лет. Примеры результатов такой обработки показаны на рис. 3 пунктиром.

В полученном поле градиента (рис. 4а) на фоне преобладающих участков с Δt_w порядка $\pm(0.1-0.3^\circ\text{C})$ заметно выделяются семь районов

(два в Северной Атлантике и пять в Южной), значения Δt_w в центрах которых находятся в диапазоне от -0.6 до 1.5°C . Полученная картина практически полностью совпадает с данными по пространственному распределению среднегодовых линейных трендов t_w Атлантического океана за 17 лет (Артамонов и др., 2008), полученными по тому же, что и в данной работе, массиву спутниковых измерений. При этом в (Артамонов и др., 2008) тренды рассчитывались стандартно, методом наименьших квадратов.

Наиболее крупный по размерам из семи указанных районов — район с максимальным положительным значением Δt_w (до 1.5°C) — расположен между 40° и 60° с.ш., 20° и 60° з.д. Это область смешения атлантических вод и вод Полярного бассейна (Булатов, 1977). В пределах этого района есть несколько зон с максимальными значениями градиента. Основная расположена примерно в 5° на ЮВ от м. Фарвель (Гренландия) и имеет протяженность около 15° с 3 на В. Еще одна — в устье

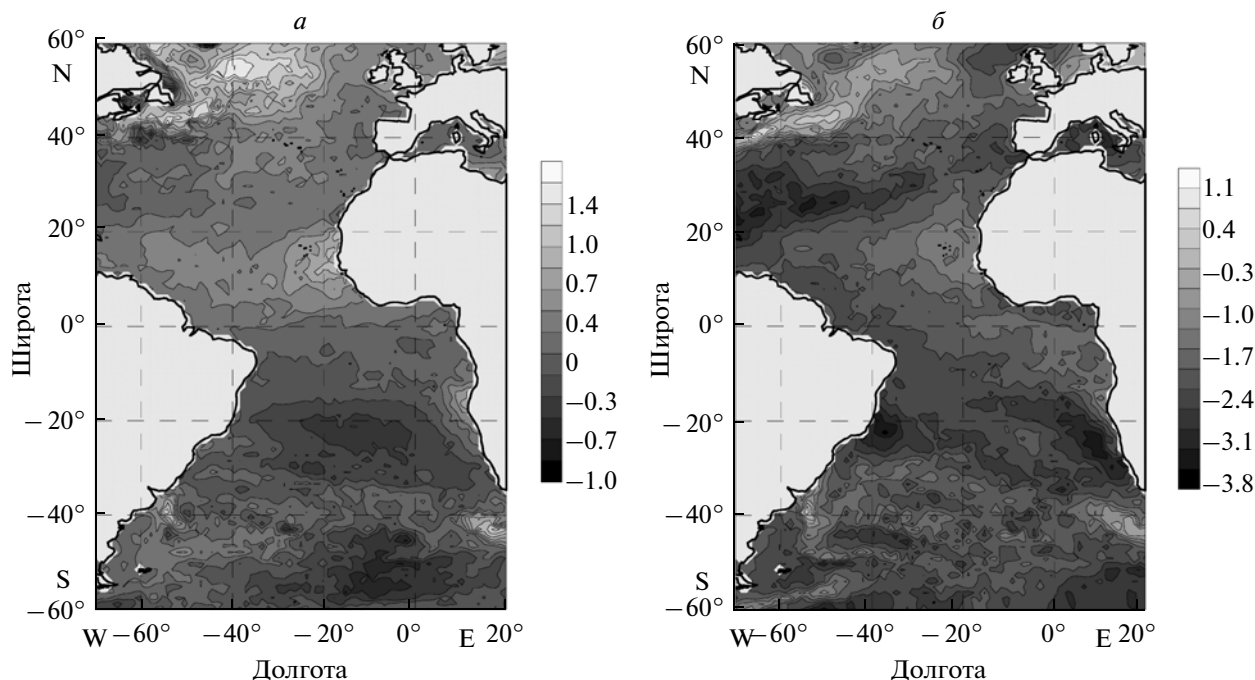


Рис. 4. Поля градиента (а) и логарифма дисперсии (б) t_w Атлантики за 1985–2001 гг. по каждому узлу сетки данных.

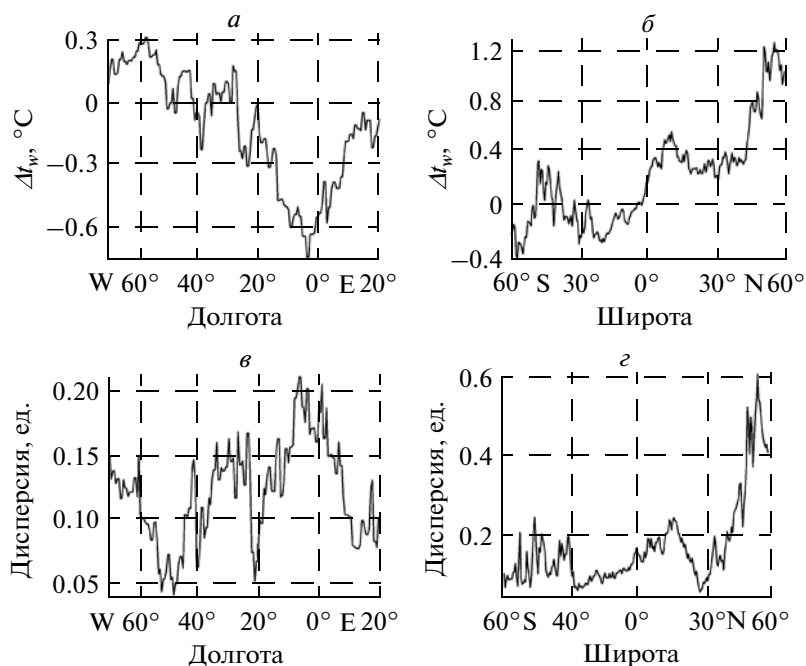


Рис. 5. Разрезы полей градиента и дисперсии t_w Атлантики по 50.25° ю.ш. (а, в) и 31.25° з.д. (б, г) соответственно.

Девисова пролива, примерно на 10° восточнее Порты Беруэлл (п-ов Лабрадор). Третья — в 2° – 3° на Ю и ЮВ от о-ва Ньюфаундленд. В целом весь район Гренландской аномалии градиента занимает область субполярного циклонического океанического круговорота, ограничиваясь с юга север-

ным полярным гидрологическим фронтом (Булатов, 1977).

С Гренландской положительной аномалией Δt_w связаны, по-видимому, еще несколько аналогичных, но слабо выраженных участков на СВ Атлантики, включая воды окраинных морей — Се-

верного, Балтийского и Средиземного. Это небольшие по площади (не более, чем $3^\circ \times 3^\circ$) участки с Δt_w порядка $0.5\text{--}0.7^\circ\text{C}$ на ЮВ (пролив Св. Георга) и западе около ЮВ побережья Великобритании и в прол. Скагеррак в Северном море. Такой же участок есть у побережья Ливии в Средиземном море на западе зал. Сидра (32° с.ш., 16° в.д.). И еще один с Δt_w до 1.0°C — у южного побережья Швеции в Балтийском море (СВ о. Борнхольм).

Поскольку в данном случае анализ поля t_w на востоке был ограничен 20° в.д., то изучение особенностей полей градиента температуры поверхности воды таких морей, как Балтийское и Средиземное, выходит за рамки данной работы. Вместе с тем очевидно, что описанные выше особенности изменчивости этого поля имеют прямое отношение к происхождению тех погодных аномалий на территории Европы за последние годы, о которых шла речь во введении к данной работе. Именно в этом районе Атлантики за исследованный период было сосредоточено большинство участков с повышенными значениями дисперсии t_w (рис. 4б).

Вторым значительным районом с положительной аномалией градиента в Северной Атлантике является участок около Дакара (Сенегал) с Δt_w до 1.0°C . Он расположен между $5^\circ\text{--}20^\circ$ с.ш. и $15^\circ\text{--}30^\circ$ з.д. и вытянут в сторону Южной Америки, где величина Δt_w уменьшается до $0.3^\circ\text{--}0.5^\circ\text{C}$. Участок максимума градиента температуры в этом районе шириной около 3° вытянут вдоль побережья Сенегала от Мавритании до Гвинеи. Географически, согласно работе (Булатов, 1977), этот район совпадает с тропическим циклоническим круговоротом вод.

В Южной Атлантике два аналогичных района положительных аномалий градиента выражены хорошо, третий — у берегов Анголы и Намибии (юго-западная Африка) — слабее. Для района, расположенного недалеко от Мар-дель-Плата (Аргентина, Южная Америка), $\Delta t_w \approx 1.0^\circ\text{C}$. Он расположен между $52^\circ\text{--}57^\circ$ з.д. и $37^\circ\text{--}43^\circ$ ю.ш. Это место взаимодействия двух течений — тепло-го Бразильского и холодного Фольклендского. Взаимодействие субантарктических и субтропических вод этих течений порождает сложную картину их динамики, характеризующуюся наличием разномасштабных круговоротов и вихревых образований. Часть вод этих течений образует обширный циклонический круговорот, вытянутый в меридиональном направлении от 39° до 47° ю.ш. (Саруханян, Смирнов, 1986), в северной части которого и находится Аргентинский район положительной аномалии Δt_w .

Еще один район с максимумом $\Delta t_w \approx 1.2^\circ\text{C}$ расположен в $9^\circ\text{--}10^\circ$ южнее Кейптауна (Южная Африка), между $10^\circ\text{--}23^\circ$ в.д. и $38^\circ\text{--}45^\circ$ ю.ш. Здесь взаимодействуют идущая на восток северная ветвь Антарктического циркумполярного течения

(АЦТ) и идущее на запад Игольное течение. Для Ангольского района максимальное значение $\Delta t_w \approx 0.7\text{--}0.8^\circ\text{C}$. Он расположен между $5^\circ\text{--}12^\circ$ в.д. и $8^\circ\text{--}25^\circ$ ю.ш., совпадая географически с участком восточной периферии южного тропического циклонического круговорота. С севера этот район ограничен южным тропическим, а с юга — южным субтропическим гидрологическими фронтами (Булатов, 1977). В этом районе у берега встречаются идущее с севера на юг теплое Ангольское течение и идущее с юга на север холодное Бенгельское течение.

Кроме районов с положительными аномалиями градиента температуры, в Южной Атлантике есть два значительных по площади района с отрицательными значениями Δt_w . Первый, с максимумом $\Delta t_w \approx -(0.4\text{--}0.5)^\circ\text{C}$, расположен между 33° з.д.— 10° в.д. и $18^\circ\text{--}34^\circ$ ю.ш. Он имеет форму, близкую к неправильному эллипсу, вытянутому с СЗ на ЮВ. Географически это северный, восточный и центральный участки южного субтропического антициклонического круговорота (Булатов, 1977). С СВ этот район ограничен южным субтропическим, а с юга — южным полярным гидрологическими фронтами. По его северной периферии с востока на запад проходит южное пассатное течение, а по южной периферии — северная ветвь АЦТ. Второй район расположен между 35° з.д.— 15° в.д. и $43^\circ\text{--}59^\circ$ ю.ш., с максимумом Δt_w до -0.6°C . Это область южного полярного гидрологического фронта и северной части субполярного циклонического океанического круговорота (Булатов, 1977). Через этот район проходит южная ветвь АЦТ.

Таким образом, четыре из пяти районов положительных аномалий Δt_w практически совпадают с областями циклонических океанических круговоротов, а один из двух районов отрицательных аномалий Δt_w — с областью антициклонического круговорота. В качестве объяснения локализации выделенных районов можно привлечь соображение о том, что в периоды общего потепления климата планеты происходит повышение температуры в поверхностном слое циклонических океанических круговоротов и ее понижение в антициклонических круговоротах (Булатов, 1977). Последнее связано с уменьшением в этот период интенсивности циклонов и антициклонов в океане из-за уменьшения завихренности поля ветра в атмосфере в связи с меньшим контрастом температуры между экваториальной областью и полюсами (Бурков, 1980).

В периоды общего похолодания климата планеты указанные процессы развиваются в противоположном направлении. Видимо, этот же механизм действует и на других мезо- и меньших пространственных масштабах. Вместе с тем в данном случае есть исключения — для восточной части северного субтропического антициклонического океанического круговорота характерно

повышение t_w на $0.1^\circ\text{--}0.3^\circ\text{C}$, а для северной части субполярного циклонического океанического круговорота — ее понижение с максимумом Δt_w до -0.6°C .

Известно, что в пределах, например, тропических циклонических систем возможно формирование отдельных мезомасштабных вихрей как циклонического, так и антициклонического видов (Бурков, 1980). При этом на фоне общего подъема вод местами возникают особо интенсивные восходящие (в циклонических вихрях и дивергенциях) и нисходящие (в антициклонических вихрях и конвергенциях) движения. Такая сложная система вертикальных перемещений может быть усложнена меандрированием основных потоков, образующих, прежде всего, тропические циклонические круговороты, а в прибрежной части океана, кроме того, апвеллингом. Это в определенной степени объясняет некоторую неоднозначность применения описанного выше механизма климатических изменений состояния океана к полученной конкретной картине поля градиента. Кроме того, последнее может быть связано еще с одним возможным механизмом пространственной изменчивости, не изучавшимся ранее. Он зависит от волновых свойств поля t_w на межгодовых масштабах (Еремеев и др., 2007б) и будет описан ниже.

Полученные при анализе поля Δt_w результаты непосредственным образом связаны с особенностями поля дисперсии t_w , рассчитанного стандартным образом (рис. 4б). На этом рисунке значения σ прологарифмированы, поскольку большая разница в значениях между основной частью поля и участками аномалий маскировала его структуру. При анализе этого поля и его широтных и долготных разрезов (рис. 5в, г) прежде всего обращает на себя внимание заметное увеличение σ (в 3–4 раза) в зонах повышенного градиента t_w . Для основной части поля дисперсии ее значения не превышают величины $0.1\text{--}0.2$. Вместе с тем в зонах аномалий значения σ могут увеличиваться до $1.0\text{--}1.9$. Это участки, относящиеся к Гренландскому ($\sigma_{\max} = 1.9$) и Аргентинскому ($\sigma_{\max} = 1.1$) районам положительных аномалий Δt_w .

В пределах Гренландского района есть две зоны с максимальными значениями σ . Одна, большая по размерам, расположена между $50^\circ\text{--}60^\circ$ с.ш. и $30^\circ\text{--}45^\circ$ з.д. Здесь $\sigma_{\max} = 0.7\text{--}0.8$. Вторая вытянулась полосой между $45^\circ\text{--}70^\circ$ з.д. на $1^\circ\text{--}2^\circ$ южнее побережья между Сент-Джонсом и Сидни (Канада). В этой зоне σ растет от 1.3 на востоке до 1.9 на западе. В связанных с Гренландским районом участках положительных аномалий Δt_w на СВ Атлантики, а также в Северном и Балтийском морях σ меняется в пределах от 0.4 до 0.9, причем величина дисперсии растет с запада на восток, достигая максимума на западе Балтийского моря.

Для трех других районов положительных аномалий Δt_w — Сенегальского, Ангольского и Южно-Африканского — $\sigma = 0.3\text{--}0.5$. Следует заметить, что для районов отрицательных аномалий Δt_w повышенные значения σ не характерны. Исключение составляет цепочка участков с $\sigma = 0.3\text{--}0.5$, направленная по ходу северной ветви Антарктического циркумполярного течения от Южных Шетландских островов по дуге на север в сторону Аргентинского района.

Таким образом, в данном случае зоны повышенных положительных аномалий поля градиента и аномалий поля дисперсии Атлантики практически совпадают. Кроме того, по характеру кривых на рис. 5в, г можно заметить, что все они являются сложными, композиционными сигналами, состоящими из нескольких групп колебаний с разными длинами волн. Если воспользоваться терминологией (Монин, Сонечкин, 2005), то здесь можно говорить о полифонии пространственной изменчивости t_w . Поскольку дисперсия является интегральным показателем интенсивности изменчивости сигналов, это может свидетельствовать о пространственной модуляции амплитуд всех или отдельных колебаний в спектрах исследуемых временных рядов.

С учетом полученных результатов был проведен подробный анализ пространственной ритмодинамики t_w Атлантики с использованием спектральных методов (Коняев, 1981). По рядам средних годовых значений t_w для каждого узла сетки данных по всей акватории были рассчитаны с помощью полного преобразования Фурье спектры за 17 лет с идентичной частотной сеткой. Поскольку процедура спектрального анализа предполагает удаление из использованных рядов значений их постоянных составляющих, то в данном случае это позволило устранить влияние на получаемые результаты климатических зон.

Далее для каждой гармоники этих спектров было построено поле распределения ее амплитуды по пространству. Изучение этих полей позволило уточнить высказанные выше, при анализе полей градиента и дисперсии, предположения. Оказалось, что наиболее заметные области аномалий Δt_w и σ совпадают в пространстве с областями наибольших значений амплитуд только части гармоник спектров сигналов, в первую очередь — низкочастотных. На таких участках акватории океана амплитуда гармоник временных спектров изменяется от 0.6 до 1.0°C . На остальной акватории амплитуды гармоник не превышали $0.4\text{--}0.5^\circ\text{C}$, т.е. были в 2, а иногда и в 3 раза меньше.

Это позволило предположить резонансный характер возникновения указанных областей аномалий. В данном случае речь идет не просто о временном (или частотном), а о пространственно-временном (или общем) резонансе, возможный

механизм которого в общих чертах сводится к следующему: можно использовать в качестве описания процесса формирования и функционирования всей совокупности разномасштабных круговоротов (вихрей) в океане (или атмосфере) ту же модель полифонического вибратора-струны с множеством концов, — что была предложена в предыдущих работах авторов (ритмодинамический подход) (Еремеев и др., 2006а, 2006б). В такой нетрадиционной модели — иерархической системе полифонических, фрактально-волновых вибраторов, последние обладают общими свойствами многоуровневой, самоподобной (вложенной) амплитудной модуляции и резонансного взаимодействия между основными тонами и обертонами действующих в системе колебаний.

Мы можем рассматривать круговорот как аналог колебания (цикла — волны), топологически замкнутого самого на себя. Иначе говоря, вихрь — это замкнутая волна, а волна — разомкнутый вихрь. Следовательно, можно представить круговороты всех масштабов как основные тоны и обертоны указанной выше модели. Основными тонами, видимо, будут колебания (временные и пространственные) общепланетарных масштабов. В таком общепланетарном полифоническом осцилляторе все колебания и вихри также будут подчиняться в своей динамике принципу общего резонанса. Соответственно на усиление в “зимний” полупериод (т.е., во время похолодания) одного из основных временных тонов будут резонансно реагировать интенсификацией функционирования не все вихри всех масштабов (циклоны и антициклоны), а только часть из них, связанная с основным колебанием по закону октавы (Булгаков и др., 2004). Аналогичной будет реакция и на ослабление какого-либо из основных тонов в “летний” полупериод, т.е. во время потепления.

Для детального анализа особенностей спектральной изменчивости t_w Атлантики по пространству для основной части ее акватории (т.е., без районов существенных аномалий) из общей сетки данных были выделены три участка: один участок — для анализа пространственной меридиональной ритмодинамики с координатами 50° с.ш.— 50° ю.ш., 33° — 18° з.д. и еще два — для зонального анализа с координатами 37° — 25° с.ш., 70° — 16° з.д. для Северной Атлантики и 40° — 53° ю.ш., 50° з.д.— 10° в.д. — для Южной. Эти участки являются наиболее протяженными в направлениях север-юг и запад-восток и представляют оба полушария. Кроме того, они имеют минимальное количество пропусков наблюдений по входящим в них узлам.

При этом их расположение выбрано по возможности так, чтобы районы существенных аномалий градиента ($>0.5^\circ\text{C}$) и дисперсии (>0.3) t_w оставались за их пределами. На рис. 1б эти участки

показаны пунктиром и обозначены соответственно как А, В и С. Необходимо заметить, что для участка А последнее условие удалось выполнить не полностью. Между 45° — 50° с.ш. в него попадает периферийная часть Гренландской положительной аномалии Δt_w , а между 10° — 20° с.ш. — периферийная часть Сенегальской положительной аномалии Δt_w . На рис. 6 приведены примеры полученных для этих трех участков полей изменчивости амплитуд гармоник спектров с периодами 17.0 и 8.5 лет.

Далее был проведен спектральный анализ по совокупности зональных и меридиональных разрезов полей по этим участкам. Он показал, что в их пределах поля изменчивости амплитуд всех гармоник полученных спектров имеют разномасштабную ячеистую структуру, являющуюся следствием ортогональности двух основных направлений выявленных колебаний — зонального и меридионального. Для групп волн обоих направлений амплитуды колебаний по пространству в среднем равны 0.2 — 0.5°C , т.е. являются значимыми в сравнении с точностью спутниковых измерений 0.1°C (Артамонов и др., 2008).

Интервал между разрезами как по долготе для участка А, так и по широте для участков В и С был равен 1.5° . На рис. 7 для всех трех участков были использованы разрезы поля первой гармоники временных спектров с периодом 17 лет. Последовательность получения отдельных рисунков была следующей. Из исходных рядов с помощью ФСС с периодом 20° выделялась НЧ-составляющая. Она представлена на рис. 7а, г, ж пунктиром, а исходные ряды — сплошной линией. Затем выделенная первым ФСС (20°) ВЧ-составляющая обрабатывалась ФСС с периодом 10° , и уже ее НЧ-составляющая показана на рис. 7б, д, з. После этого из ВЧ-составляющей, выделенной вторым фильтром (10°), полосовым ФСС 3° — 6° выделялась последняя составляющая, показанная на рис. 7в, е, и.

Для участка А доминирующими в спектрах выявленных меридиональных пространственных волн были гармоники с длинами волн (λ) в среднем 50° , 34° и 20° — 25° , т.е. порядка 5000, 3400, 2000—2500 км. Заметно также влияние гармоник с λ около 15° , 10° и 4° — 8° , или 1500, 1000 и 400—800 км. В большинстве случаев амплитуды 2—5-й гармоник (50° — 20°) в 1.5—2.5 раза больше остальных гармоник. Первая гармоника (100°), представляющая пространственную изменчивость амплитуд тепловых волн с λ , сравнимыми примерно с третьей и более длины окружности земного шара, в данном случае растет с юга на север. Это совпадает с результатами анализа полей градиента и дисперсии.

Для участка В основная доля энергии (до 50% от суммы амплитуд всех гармоник) зональных волн приходится на гармоники с $\lambda \approx 54^\circ$, 27° и 18° ,

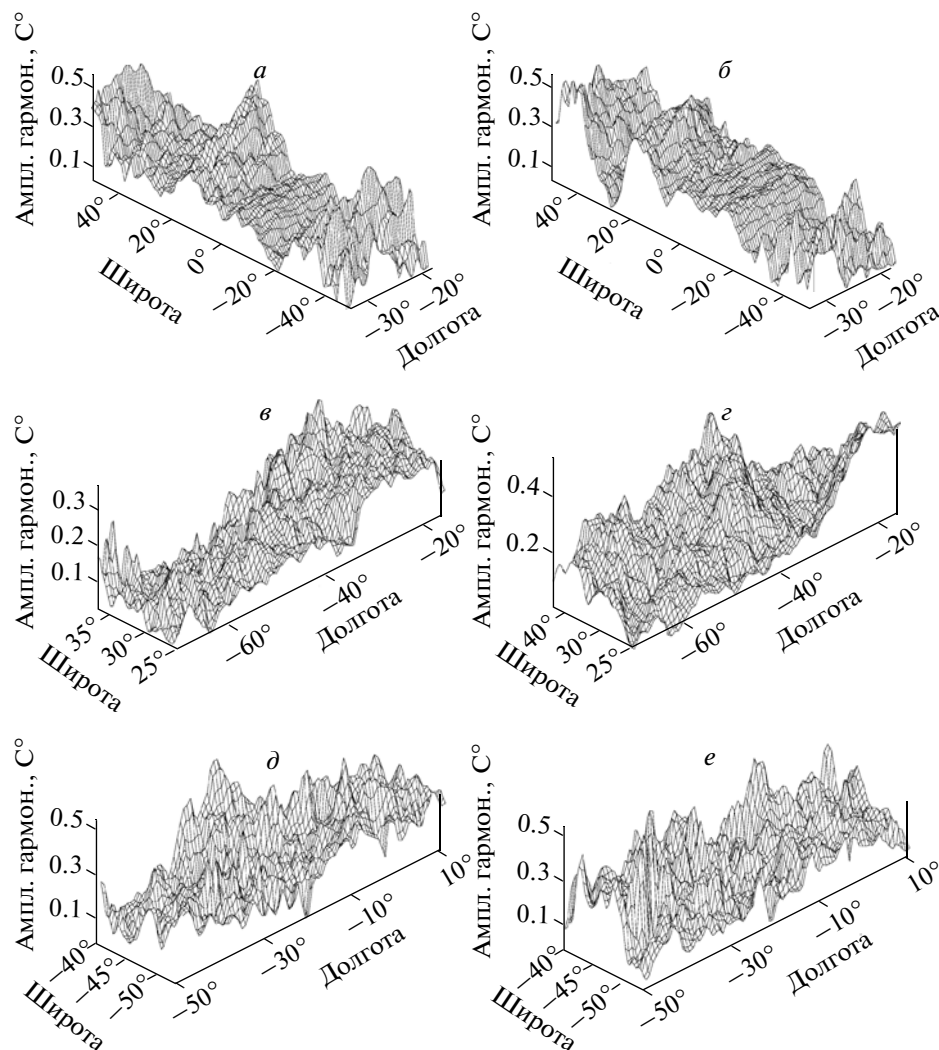


Рис. 6. Поля пространственной изменчивости амплитуд гармоник спектров t_w Атлантики за 17 лет с периодами соответственно 17.0 и 8.5 лет для участков А (а, б), В (в, г), С (д, е).

т.е. 5400, 2700 и 1800 км. При этом амплитуды первой и второй гармоник (54° , 27°) в 2–2.5 раза больше третьей и в 3–4 раза больше остальных гармоник. Некоторый вклад также вносят гармоники с $\lambda \approx 8^\circ$ – 14° . Для участка С доминируют гармоники с $\lambda \approx 60^\circ$, 30° , 20° и 15° , т.е. порядка 6000, 3000, 2000 и 1500 км. Амплитуда первой гармоники (60°) в 1.5–2.0 раза больше остальных доминант. Между участками В и А, С заметна разница в амплитудах доминирующих гармоник. Для участка В они почти в 2 раза выше, т.е. квазипериодичность зональных тепловых волн в Северной Атлантике выражена более отчетливо.

Амплитуды полученных в результате такой процедуры фильтрации колебаний невелики, что характерно для межгодовых масштабов изменчивости. Свое влияние на их величину оказали и особенности амплитудно-частотных характери-

стик использованных фильтров (Хэмминг, 1987). Вместе с тем все они в основном в 2–4 раза больше величины погрешности (0.01°C), с которой исходные данные представлены в архиве AVHRR Pathfinder. Можно заметить, что в данном случае амплитуды меридиональных колебаний примерно в 1.5 раза больше, чем зональных. Для аналогичных колебаний приземной температуры воздуха Северной Евразии и t_w Черного моря результаты анализа дали противоположный результат (Еремеев и др., 2007а, 2007б). Возможно, это различие существенно зависит от протяженности исследуемых фрагментов. Кроме того, показательно, что диапазоны средних по величине амплитуд колебаний t_w Атлантики и Черного моря практически совпадают (0.2 – 0.5°C), а для температуры воздуха Северной Евразии эти величины заметно больше – 0.3 – 0.8°C .

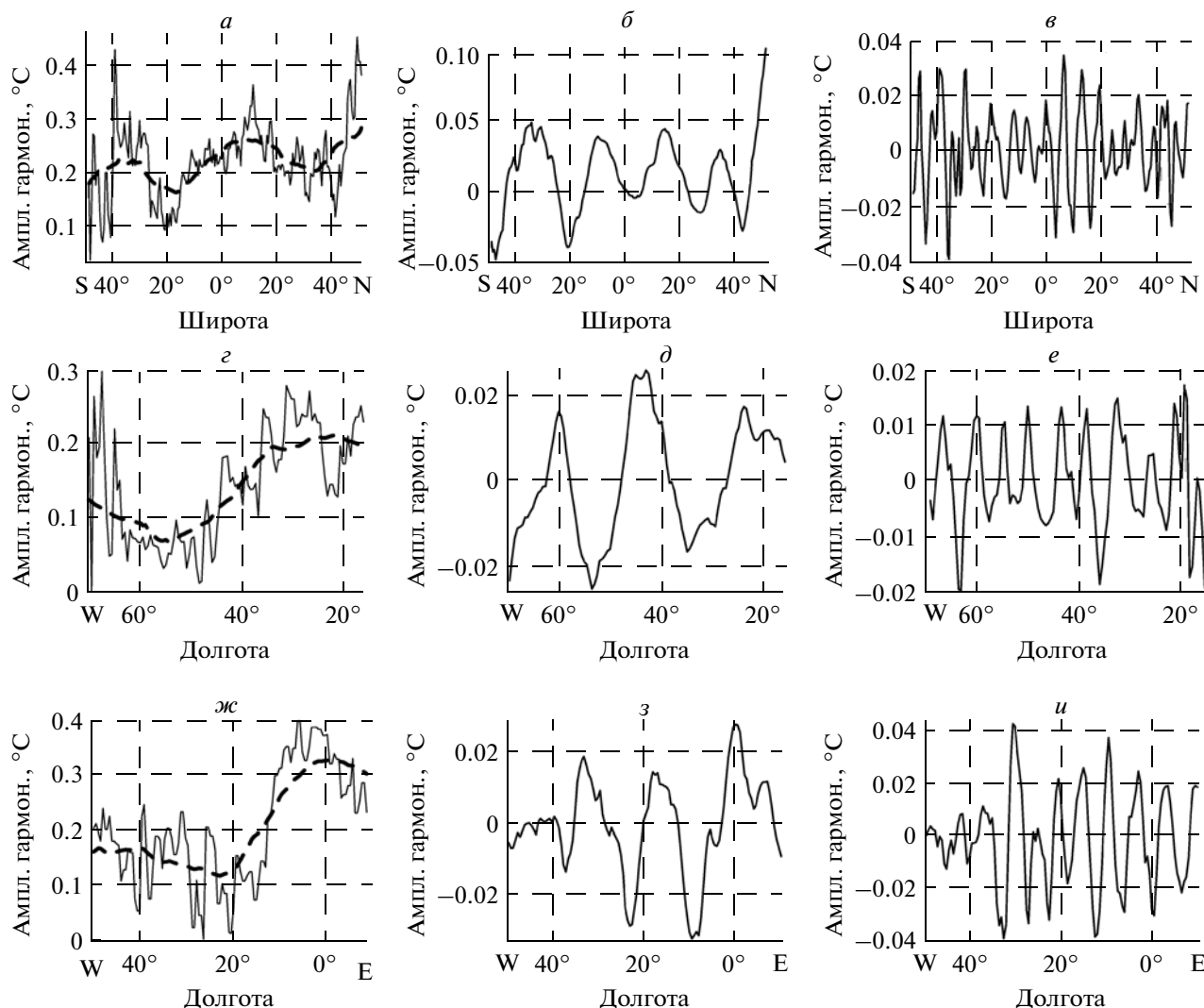


Рис. 7. Ряды изменчивости по пространству (*а, г, ж*) широтных и меридиональных разрезов полей временной гармоник t_w с периодом 17 лет и выделенных из них ФСС отдельных составляющих после первой фильтрации (20°), второй (10°) и третьей (3° – 6°) соответственно для участков: А – для разреза по 31.25° з.д. (*а*), 29.75° з.д. (*б*), 20.75° з.д. (*в*); В – по 36.75° с.ш. (*г*), 30.75° с.ш. (*д*), 27.75° с.ш. (*е*); С – по 50.75° ю.ш. (*ж*), 46.25° ю.ш. (*з*), 46.25° ю.ш. (*и*).

ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнение полученных результатов с картинами ритмодинамики аналогичных характеристик атмосферы и океана в Атлантико-Европейском секторе и на территории Северной Евразии (Еремеев и др., 2006а, 2006б; 2007а, 2007б) показало, что данный механизм формирования изменчивости поля температуры (тепловые волны) единообразно действует для параметров атмосферы и гидросферы не только на региональных, но и на планетарных пространственных масштабах. Это позволяет рассматривать волновое и резонансное взаимодействие в качестве одного из основных механизмов осуществления связей между макроциркуляционными и региональными процессами в морских системах.

Подобная крупномасштабная, знакопеременная структура зональных полос поля аномалий t_w Атлантического океана, “сложенных” в меридиональном направлении на всем его протяжении с юга на север, уже описывалась в литературе в последние годы для декадных колебаний (Xie, Tanimoto, 1998). Кроме того, волновой характер пространственной изменчивости по кольцевому разрезу по 56° ю.ш. был получен в (White, Peterson, 1996) на межгодовых масштабах не только для температуры поверхности океана, но и для других параметров – атмосферного давления на уровне моря, меридиональной компоненты скорости ветра и границы морского льда.

Позднее факт существования квазипериодических волн на межгодовых масштабах в про-

пространственной изменчивости температуры поверхности океана и атмосферного давления в приземном слое в пределах между 40° ю.ш. и 60° с.ш. по данным ре-анализа был показан в (White, Tourre, 2003). Однако ни в этих, ни в других подобных работах полученные результаты не интерпретировались как результат суперпозиции тепловых волн или волн других параметров, образующих разномасштабную пространственную ячеистую структуру, как следствие ортогональности двух основных направлений колебаний — зонального и меридионального. Соответственно сама возможность существования общепланетарного волнового поля тепловых волн как такового никем не исследовалась.

Вместе с тем необходимо заметить, что для описанных в данной работе особенностей пространственной ритмодинамики в зонах существенных аномалий изменчивости t_w Атлантики высказанное выше предположение об их возможном резонансном происхождении пока является чисто гипотетическим. Такое предположение привлекательно в смысле единообразного описания любых процессов изменчивости. Однако в данном случае различные по своей природе группы механизмов управления изменчивостью могут действовать и параллельно, вызывая последствия, накладывающиеся друг на друга. Поэтому факт сосуществования поля тепловых волн и областей существенных аномалий изменчивости t_w можно рассматривать и таким образом.

По-видимому, увеличение или уменьшение t_w Черноморского региона и СВ части Северной Атлантики связано с изменчивостью одной и той же совокупности (группы) тепловых волн преимущественно зонального направления. При этом незначительное для межгодовых масштабов (1–2 года) опережение или отставание изменчивости поля t_w Черного моря по фазе от Северной Атлантики (рис. 2) может быть связано с отношением между длиной и скоростью движения наиболее энергичного колебания в этой группе тепловых волн и расстоянием между Северной Атлантикой и Черным морем.

Разномасштабная, ортогональная волновая структура поля температуры воды Атлантики и его динамика являются, по-видимому, одним из основных источников его анизотропии, т.е. пятнистости по пространству. В связи с этим можно заметить, что одной из важных прикладных задач, решаемых с помощью спутниковых данных, является идентификация температурных фронтов на поверхности океанов и морей (Гинзбург и др., 2002). Известно, что зоны таких фронтов, границ течений, подъема и опускания вод (зоны дивергенции и конвергенции) являются перспективными рыбопромысловыми районами.

Если рассматривать фронты как зоны перехода (раздела) между областями аномалий противопо-

ложного знака в полях каких-либо параметров, то тогда очевидно, что выявленная ячеистая структура волнового поля является одним из важных источников температурных фронтов различной степени мощности. Таким образом, появляется возможность связать между собой исследования пространственной ритмодинамики физических процессов морских систем и изучение условий формирования зон концентрации различных составляющих биомассы этих систем в связи с особенностями такой ритмодинамики, а не только с учетом мезомасштабной циркуляции вод.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ пространственной ритмодинамики t_w Атлантики позволил получить результаты не только качественно, но и количественно совпадающие с полученными ранее (Еремеев и др., 2007а, 2007б). Обобщение этих результатов в пределах последних 20–45 лет наблюдений по разным видам данных позволяет сделать следующие выводы.

Выявленные закономерности пространственной изменчивости полей поверхностной температуры, в том числе поля температуры поверхности Атлантического океана, на разных масштабах в виде квазипериодических колебаний (волн) свидетельствует о том, что для пространственной изменчивости этого объекта исследований в основном характерны те же свойства, что и для изменчивости по времени. Пространственная динамика поля t_w (ортогональные стоячие и бегущие тепловые волны) и его фрактально-волновая структура спектральной изменчивости (ФВСИ) по пространству являются генетическим источником аналогичных свойств, включая внутриспектральную изменчивость (ВСИ), выявленных ранее (Еремеев и др., 2006а, 2006б) для временных рядов температуры на любых временных масштабах.

На основании полученных в данной работе результатов, а также результатов (White, Tourre, 2003; Еремеев и др., 2007а, 2007б) можно считать установленным существование в поверхностном слое океана и приземной атмосфере общепланетарного поля тепловых волн на межгодовых масштабах. Такое поле представляет собой совокупность волн зонального и меридионального направлений, образующих разномасштабную ячеистую структуру, которая может быть описана с помощью модели полифонического, фрактально-волнового вибратора (Еремеев и др., 2006а).

Вместе с тем подтвердить или опровергнуть это утверждение можно было бы, выполнив аналогичный анализ за тот же (или больший) период времени для полей t_w Тихого и Индийского океанов и Циркумполярной области Антарктики по спутниковым данным, а также по контактными данным для поля приземной температуры возду-

ха, например, Северной Америки или территории от арктического побережья Сибири до юго-восточной Азии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артамонов Ю.В., Бабий М.В., Букатов А.В., Скрипа-лева Е.А. Региональные особенности сезонной изменчивости линейных трендов поля температуры в Атлантическом океане и их связь с крупномасштабной циркуляцией вод // Морской гидрофиз. журн. 2008. № 4. С. 3–27.
- Булатов Р.П. Климатические и гидрологические характеристики Атлантического океана // Атлантический океан / Ред. Булатов Р.П., Бараш М.С., Иваненков В.Н., Марти Ю.Ю. М.: Мысль, 1977. С. 19–86.
- Булгаков Н.П., Жуков А.Н., Сизов А.А. Исследование общих групп устойчивых ритмов межгодовой изменчивости температуры воздуха и ряда других процессов в прибрежных зонах // Доп. НАН України. 2004. № 9. С. 99–104.
- Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 253 с.
- Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Франкинюль М., Делиль Б. Исследование фронтов южной части Индийского океана с помощью спутниковых температурных данных // Исслед. Земли из космоса. 2002. № 5. С. 39–49.
- Дубравин В.Ф., Егорихин В.Д., Зубин А.Б., Навроцкая С.Е. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры поверхности Атлантического океана: Деп. в ВИНТИ 16.04.99. № 1195-В99. Калининград, 1999. 93 с.
- Еремеев В.Н., Жуков А.Н., Сизов А.А. Исследование особенностей ритмодинамики межгодовой изменчивости гидрометеорологических и гидрологических процессов в прибрежных зонах // Докл. РАН. 2006а. Т. 409. № 2. С. 254–257.
- Еремеев В.Н., Жуков А.Н., Сизов А.А. Фрактально-волновая структура изменчивости геофизических процессов морских систем // Геоинформатика. 2006б. № 4. С. 73–80.
- Еремеев В.Н., Баянкина Т.М., Жуков А.Н., Лебедев Н.Е., Пустовойтенко В.В., Сизов А.А., Сухих Л.И. О волновых свойствах пространственной изменчивости полей температуры воздуха в Северной Евразии на межгодо-вых масштабах // Доп. НАН України. 2007а. № 1. С. 111–116.
- Еремеев В.Н., Жуков А.Н., Лебедев Н.Е., Сизов А.А. Пространственная анизотропия межгодовой изменчивости температуры воды Черного моря (по спутниковым данным) // Исслед. Земли из космоса. 2007б. № 5. С. 3–10.
- Коняев К.В. Спектральный анализ случайных океанологических полей. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 207 с.
- Монин А.С., Сонечкин Д.М. Колебания климата по данным наблюдений: тройной солнечный и другие циклы. М.: Наука, 2005. 191 с.
- Саруханян Э.И., Смирнов Н.П. Водные массы и циркуляция Южного океана. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 288 с.
- Хэмминг Р.В. Цифровые фильтры. Пер. с англ. М.: Недра, 1987. 221 с.
- Blacke E., Blackburn M., Harrison G., Hoskins B., Methven J. Factors Contributing to the Summer 2003 European Heat-wave // Weather. 2004. V. 59. P. 217–223.
- Deser C., Alexander M.A., Shang-Ping Xie, Phillips A.S. Sea Surface Temperature Variability: Patterns and Mechanisms // Annu. Rev. Mar. Sci. 2010. V. 2. P. 115–143. doi: 10.1146/annurev-marine-120408-151453.
- Higuchi K., Huang J., Shabbar A. A wavelet characterization of the North Atlantic oscillation variation and its relationship to the North Atlantic sea surface temperature // Int. J. Climatol. 1999. V. 19. № 10. P. 1119–1129.
- Levitus S., Antonov J., Boyer T. Warming of the world ocean, 1955–2003 // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. № L02604. P. 1–4.
- Schar C., Vidale P.L., Luthi D., Frei C., Haberli C., Liniger M.A. The role of increasing temperature variability in European summer heat waves // Nature. 2004. V. 427. P. 332–336.
- Tanimoto Y., Xie S.-P. Ocean-atmosphere variability over the Pan-Atlantic basin // J. Meteorol. Soc. Jap. 1999. V. 77. № 1. P. 31–46.
- White W.B., Peterson R.G. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent // Nature. 1996. V. 380. P. 699–702.
- White W.B., Tourre Y.M. Global SST/SLP waves during the 20th century // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. № 12. P. 53–1–53–4. doi: 10.1029/2003GL017055.
- Xie S.-P., Tanimoto Y. A pan-Atlantic decadal climate oscillations // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. № 12. P. 2185–2188.

Investigation of the Wave Properties of the Atlantic SST Spatial Variability on Interannual Scales

V. N. Eremeev¹, A. N. Zhukov², A. A. Sizov²

¹Oceanological Centre National Academy of Sciences of Ukraine, Sevastopol

²Marine Hydrophysical Institute National Academy of Sciences of Ukraine, Sevastopol

Results of investigations of spatial variability of the Atlantic sea surface temperature (SST) on interannual scales are presented. The analysis is carried out based on monthly average satellite data of AVHRR Pathfinder Data JPL NOAA/NASA for 1985–2001. Described are the structural features of the fields of water temperature values (average for 17 years) and also the fields of time series gradient and variance on each knot of the data grid. Existence of spatial heat waves in the ocean surface temperature field in two basic directions — zonal and meridian — is shown by means of the rhythmodynamics approach.

Keywords: sea surface temperature, interannual variability, rhythmodynamics, general planet field of the heat waves, Atlantic Ocean

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

НЕФТЕПРОЯВЛЕНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ КОСМИЧЕСКОЙ РАДИОЛОКАЦИИ

© 2012 г. Н. В. Евтушенко^{1, 2}, А. Ю. Иванов^{2*}

¹Инженерно-технологический центр “СКАНЭКС”, Москва

²Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт океанологии им. П.П. Шириова РАН, Москва

*E-mail: ivanoff@ocean.ru

Поступила в редакцию 03.06.2011 г.

Одна из задач, которая решалась в ходе мониторинга нефтяных загрязнений в Черном море, — исследование естественных нефтепроявлений; два из них находятся в юго-восточной части моря (грузинский сектор). В архивах Европейского космического агентства и Инженерно-технологического центра “СКАНЭКС” было обнаружено большое количество радиолокационных изображений (РЛИ) спутников ERS-1/2, Envisat и Radarsat-1, на которых отобразились грифонные пятна нефти на поверхности моря. Обработка РЛИ в сочетании с геоинформационным подходом выявила однозначную связь этих пятен с очагами разгрузки нефти на структурах осадочного чехла в юго-восточной части Черного моря. Анализ РЛИ позволил получить ряд новых сведений об этих нефтепроявлениях — с учетом детальных батиметрических данных определено положение основных источников на дне, получены оценки объемов естественных выбросов нефти.

Ключевые слова: естественные нефтепроявления, спутниковый мониторинг, радиолокационные изображения, Черное море

ВВЕДЕНИЕ

О том, что в Черном море есть газ и нефть, стало известно в 1972 г. В настоящее время Черное море считается одним из важных источников нефтеуглеводородов, главным образом газа (Kruglyakova et al., 2004; Judd, Novland, 2007; Круглякова и др., 2009). С середины 1980-х годов в различных частях моря активно идут поиски как естественных источников углеводородов, так и их месторождений. Ряд из них хорошо известен, — например, естественные выходы метана в шельфовых водах Украины и Болгарии (Круглякова и др., 2009; Judd, Novland, 2007). Однако менее известны и исследованы естественные выходы нефти. Так, по данным Kruglyakova et al. (2004), Кругляковой и др. (2011) и Judd, Novland (2007), один из них находится в турецких водах (мористее г. Ризе), а ряд других — в грузинском секторе Черного моря.

Осадочный чехол восточной части материкового склона и впадины Черного моря сложен осадочными породами (Круглякова и др., 2009). Полагают, что здесь нефть формируется в осадках нижнего комплекса глубоководной части моря, где условия благоприятны для нефтегазообразования. Вполне очевидно, что нефть может разгружаться в водную толщу моря через проницаемые зоны различных геологических структур и их нарушений. Нефть и газ, образованные в продук-

тивных осадках, сначала поступают в район дна, а затем на поверхность моря. В таких местах на дне часто имеются грифоны, сипы или грязевые вулканы, нефтеуглеводороды из которых с той или иной периодичностью выделяются в виде капель или пузырьков газа. Газ, достигнув поверхности моря, уходит в атмосферу, а нефть, скапливаясь и растекаясь на ней, образует многокилометровые пятна (слики), которые видны из космоса (рис. 1).

Очевидно, что применение методов дистанционного зондирования для исследования нефтепроявлений Черного моря представляет большой интерес. Наш выбор остановился на космической радиолокационной (РЛ) съемке, которая в настоящее время позволяет получать информацию о ряде явлений, наблюдаемых в морях и прибрежных зонах, в том числе о нефтяных загрязнениях. Хорошо также известно, что космическая радиолокация позволяет наблюдать грифонные нефтяные пятна на поверхности моря (Иванов, 2007; Иванов и др., 2007). В настоящее время РЛ средства наблюдения, такие, как радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА) на ИСЗ Envisat и Radarsat-1, обеспечивают регулярное получение подобной информации в различных частях Мирового океана благодаря всепогодности, а также возможности получения практически мгновенных картин распределения нефтяных пятен в пространстве (Иванов, 2007).

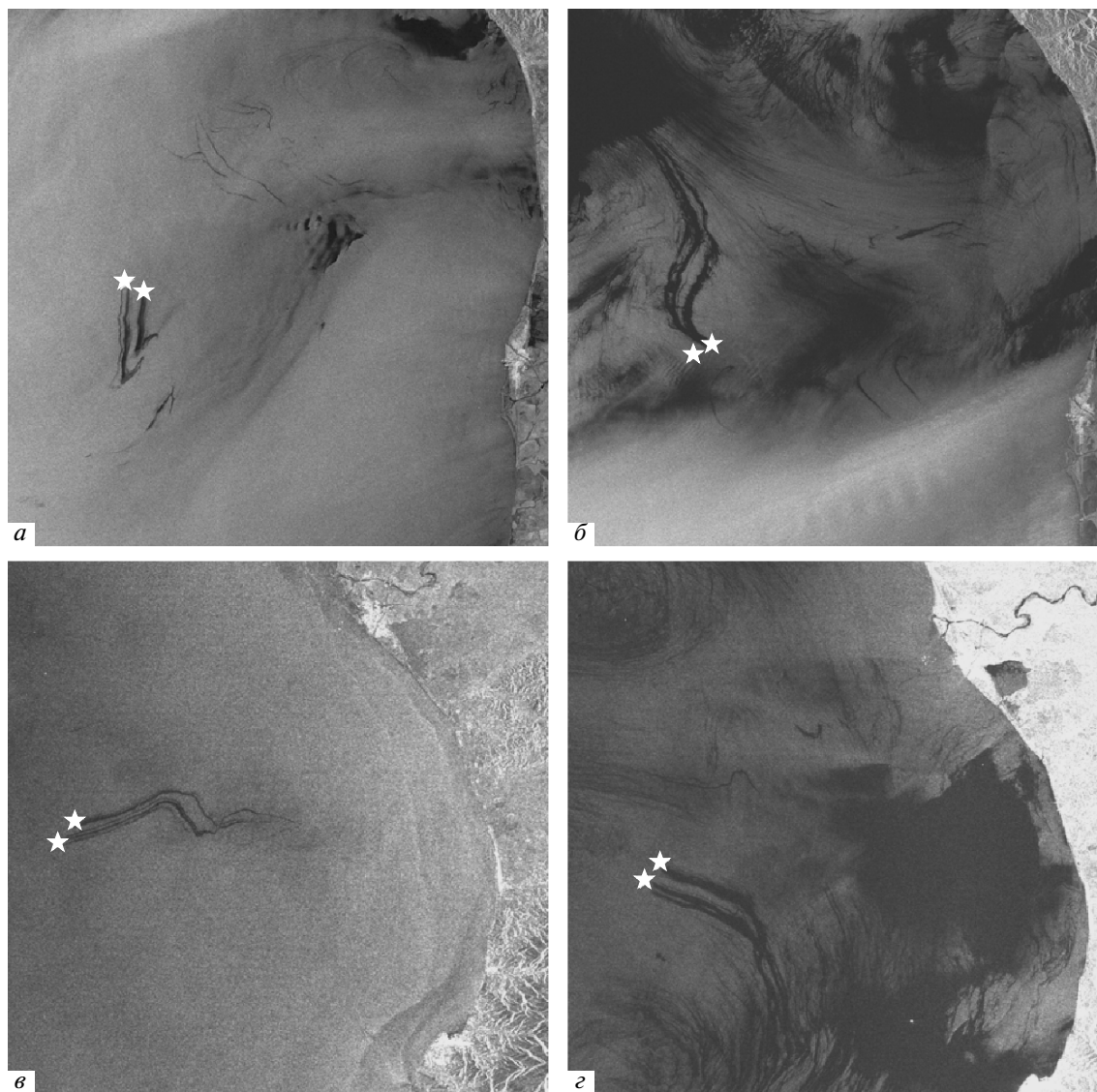


Рис. 1. Фрагменты РЛИ (70 × 70 км) с грифонными пятнами (двойные-тройные сигнатуры; звездочками показано положение источников): *а* – ERS-2 от 22.12.1998 (19:28 UTC), *б* – ERS-2 от 13.08.2002 (19:27 UTC), *в* – Envisat от 6.05.2011 (07:32 UTC) и *г* – Envisat от 17.05.2011 (07:31 UTC). © ESA, ИТЦ СКАНЭКС.

Естественные источники нефти в грузинском секторе юго-восточной (ЮВ) части Черного моря мористее г. Поты известны давно (Kruglyakova et al., 2004; Judd, Hovland, 2007), причем Judd, Hovland классифицировали их как нефтевыделяющие сипы (англ. oil seep), что предполагает наличие пятен нефти над ними на морской поверхности. Экспедиционные исследования здесь выполнялись главным образом с судов в 2004, 2005, 2007, 2010 и 2011 гг. С помощью акустической съемки и отбора проб грунта было установлено положение геологических структур на дне, а также газовых сипов, с ними связанных (Wagner-Friedrichs et al., 2011). Первым космическим снимком этого нефтепроявления следует считать радиолокационное изображение (РЛИ), получен-

ное в декабре 1993 г. Спутниковые РЛ-наблюдения 2009–2011 гг. показали, что на этом участке моря грифонные пятна появляются с завидной регулярностью – практически на каждом РЛИ, полученном при ветре, не превышающем 5–6 м/с. С проявлением широкого доступа к данным ДЗЗ, в частности, к архивам РЛИ, полученных, в рамках мониторинга Черного моря, проводимого ИТЦ “СКАНЭКС”, появилась возможность исследовать его более детально.

Помимо чисто научно-исследовательских задач (MacDonald, 1998), важность изучения подводных грифонов и сипов заключается еще и в том, что, помимо индикации нефтегазоносности, они являются еще и источниками постоянного естественного “загрязнения” соответствующих

Параметры съемок и оценки объемов выбросов на основе площади пятен, измеренной на РЛИ, и данных о толщине пленки из (Bonn Agreement..., 2009)

Спутник/Дата	Время, UTC	Суммарная площадь, км ²	Оценки объемов, м ³			
			Серебристо-серая пленка, толщина 0.04×10^{-3} мм		Радужная пленка, толщина 0.3×10^{-3} мм	
			в день	в год	в день	в год
ERS-1/26.12.1993	19:31	9.6	0.38	138.7	2.88	1051.2
ERS-2/31.03.1996	19:31	41.1	1.64	598.6	12.33	4500.5
ERS-2/22.12.1998	19:28	19.9	0.8	292.0	5.97	2179.1
ERS-2/26.10.1999	07:59	21.7	0.9	328.5	6.51	2376.2
ERS-2/20.12.2000	07:59	20.8	0.87	317.6	6.24	2277.6
ERS-2/13.08.2002	19:27	64.3	2.57	938.1	19.29	7040.9
Radarsat-1/28.10.2008	03:27	2.3	0.09	32.9	0.69	251.9
Envisat/13.09.2010	07:32	48.1	1.92	700.8	14.43	5267.0
Envisat/18.10.2010	07:31	58.5	2.34	854.1	17.55	6405.8
Radarsat-1/27.03.2010	15:19	6.7	0.27	98.6	2.01	733.7
Envisat/09.11.2010	19:12	18.9	0.76	277.4	5.67	2069.6
Radarsat-1/03.03.2011	15:17	7.9	0.32	116.8	2.37	865.1
Radarsat-1/10.04.2011	15:10	56.5	2.26	824.9	16.95	6186.8
Envisat/19.04.2011	19:12	2.3	0.09	32.9	0.69	251.9
Radarsat-1/21.04.2011	03:31	23.8	0.95	346.8	7.10	2591.5
Envisat/06.05.2011	07:31	35.4	1.42	518.3	10.62	3876.3
в среднем		27.4	1.1	401.0	8.2	2995.2

акваторий, которое необходимо знать и учитывать в частных и общих оценках (Kvenvolden, Cooper, 2003).

В данном сообщении представлены результаты исследования нефтепроявлений в ЮВ части Черного моря, проведенного на основе анализа РЛ-данных, полученных РЛ-спутниками.

РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ДАННЫЕ, ИХ ОБРАБОТКА И АНАЛИЗ

РЛИ спутников ERS-1, ERS-2 и Envisat на район интереса за 1993–2008 гг. были получены из Европейского космического агентства (ESA), а за 2009–2011 гг., включая РЛИ Radarsat-1, — из ИТЦ “СКАНЭКС” в виде стандартных продуктов SAR_PRI, ASA_IMP, ASA_WSM и SNA с размером кадра 100×100 , 400×400 км или 300×300 км соответственно, с оригинальным пространственным разрешением 25, 50 и 150 м, вертикальной (ERS-1/2 и Envisat) и горизонтальной (Radarsat-1) поляризацией сигнала. Из более чем 70 доступных РЛИ с нефтепроявлениями было обработано и детально проанализировано 16 наиболее характерных (см. таблицу). На рис. 1 приведены фрагменты четырех РЛИ со сликами-пятнами. Для оценки гидрометеорологических условий (ГМУ) были собраны доступные сведения о скорости ветра, которая во

время съемок варьировала от 2 до 7 м/с, в среднем не превышая 3–4 м/с, что, в целом, создавало благоприятные условия для наблюдения нефтяных пятен.

Для анализа и исследования нефтепроявлений, обнаруженных примерно в одном и том же месте на разновременных РЛИ, использовались методика, применявшаяся в ряде публикаций (Иванов и др., 2007; Иванов, Затягалова, 2008; Иванов, 2010б), и, в частности, геоинформационный подход (Иванов, Затягалова, 2007). С помощью последнего были исследованы и даже открыты естественные источники нефти в Каспийском море (Иванов и др., 2007), на северо-восточном шельфе о. Сахалин (Иванов, Затягалова, 2008; Иванов, 2010а) и в оз. Байкал (Иванов, 2010б). Обработка РЛИ проводилась по стандартной схеме и включала: радиометрическую коррекцию, сглаживание спекл-шума, геометрическую коррекцию по орбитальным данным, географическую привязку изображений к цифровой карте и, наконец, интерактивную интерпретацию РЛИ с выделением/векторизацией темных пятен (сликов) с учетом окружающей обстановки и присутствия сликоподобных явлений иной природы. В частности, идентификация обнаруженных сликов происходила по их форме и размерам, степени кластеризации (повторяемости во времени и

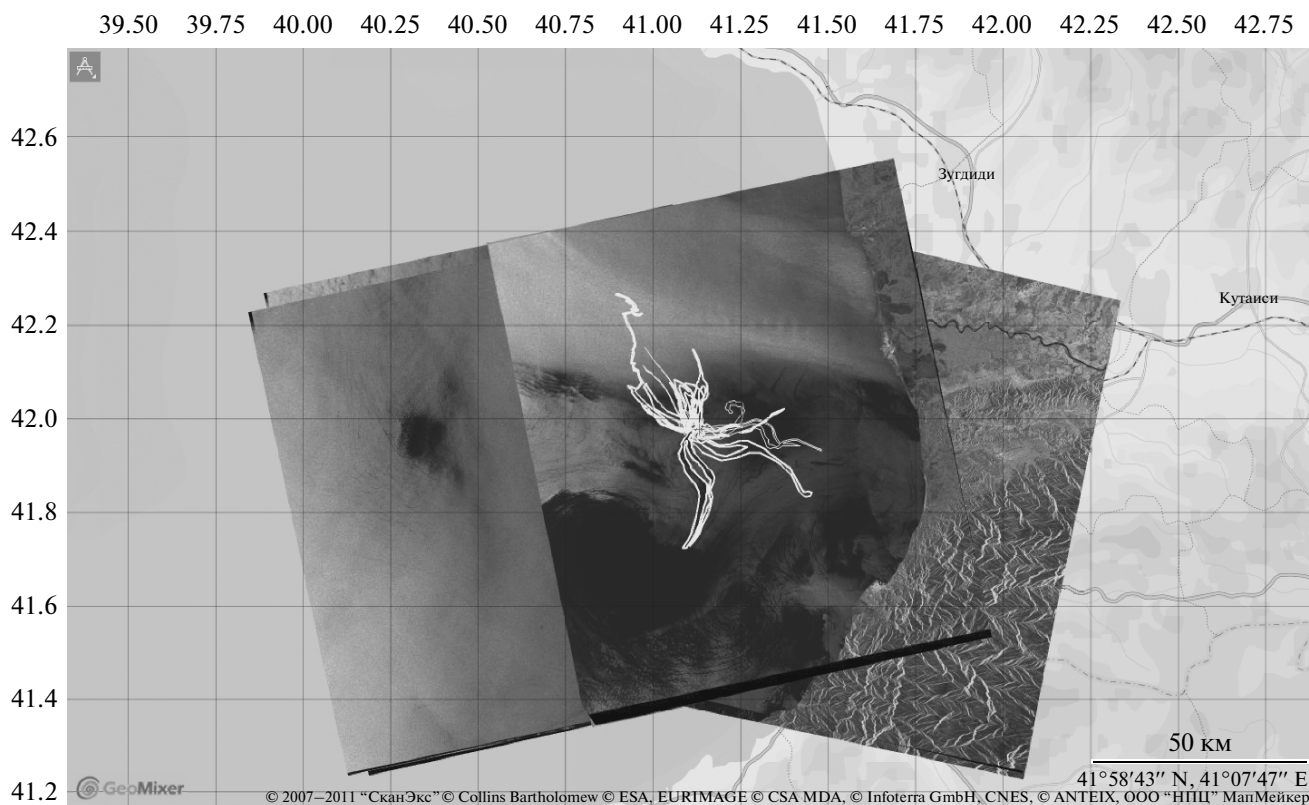


Рис. 2. Анализ РЛИ с помощью веб-картографического сервиса “Геомиксер”; белыми линиями показаны нефтяные пятна, дрейфующие в разные стороны от места всплытия под действием ветра и течений.

пространстве), наличию двойных-тройных сигнатур, и, самое главное, по их геопространственной привязке к достоверно известному источнику на дне. Более того, имея значительно большую толщину, чем биогенные пленки, грифонные пятна существуют на поверхности моря в более широком диапазоне скоростей ветра — до 6–8 м/с, т.е. наблюдаются и тогда, когда биогенные пленки уже исчезли с поверхности (более подробно, как идентифицируют грифонные пятна, см. (Иванов, 2007)). На заключительном этапе обработки сами РЛИ, векторные слои пятен и необходимая для анализа информация объединялись с помощью веб-картографического сервиса “Геомиксер”, разработанного в ИТЦ “СКАНЭКС” приложения, позволяющего размещение и интерактивный анализ геопространственных данных.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В таблице и на рис. 2, 3 представлены основные результаты, полученные в ходе исследования. Анализ совокупности пятен в “Геомиксере” (рис. 2, 3) позволил выделить и измерить площади пятен, определить координаты мест всплытия нефти на поверхности, периодичность работы и оценить объемы выбросов.

Положение подводных источников может быть установлено путем анализа мест всплытия пятен нефти (их координат) на всех полученных РЛИ. Опыт работы с РЛ-данными показывает, что в целом точность географической привязки РЛИ составляет ± 15 –20 м. Однако это не равносильно точности привязки пятна к его подводному источнику, которая зависит от ряда факторов. Подповерхностные и поверхностные течения, которые сначала отклоняют восходящую струю пузырьков/капель нефти от вертикали, а затем переносят слик по поверхности моря — один из важных источников погрешностей. При средней скорости подъема пузырьков газа в оболочке нефти 15–25 см/с и наличии течений место появления нефти на поверхности может сместиться на сотни метров относительно положения источника на дне (Иванов и др., 2007). В связи с этим используют совокупность разновременных снимков, которая с большей точностью маркирует источник на дне, чем единичное пятно (Иванов и др., 2007; Иванов, Затыгалова, 2008; Иванов, 2010а; 2010б).

Координаты места образования (всплытия) пятен на поверхности были также получены в “Геомиксере”. 23 слик на 16 изображениях, вее-

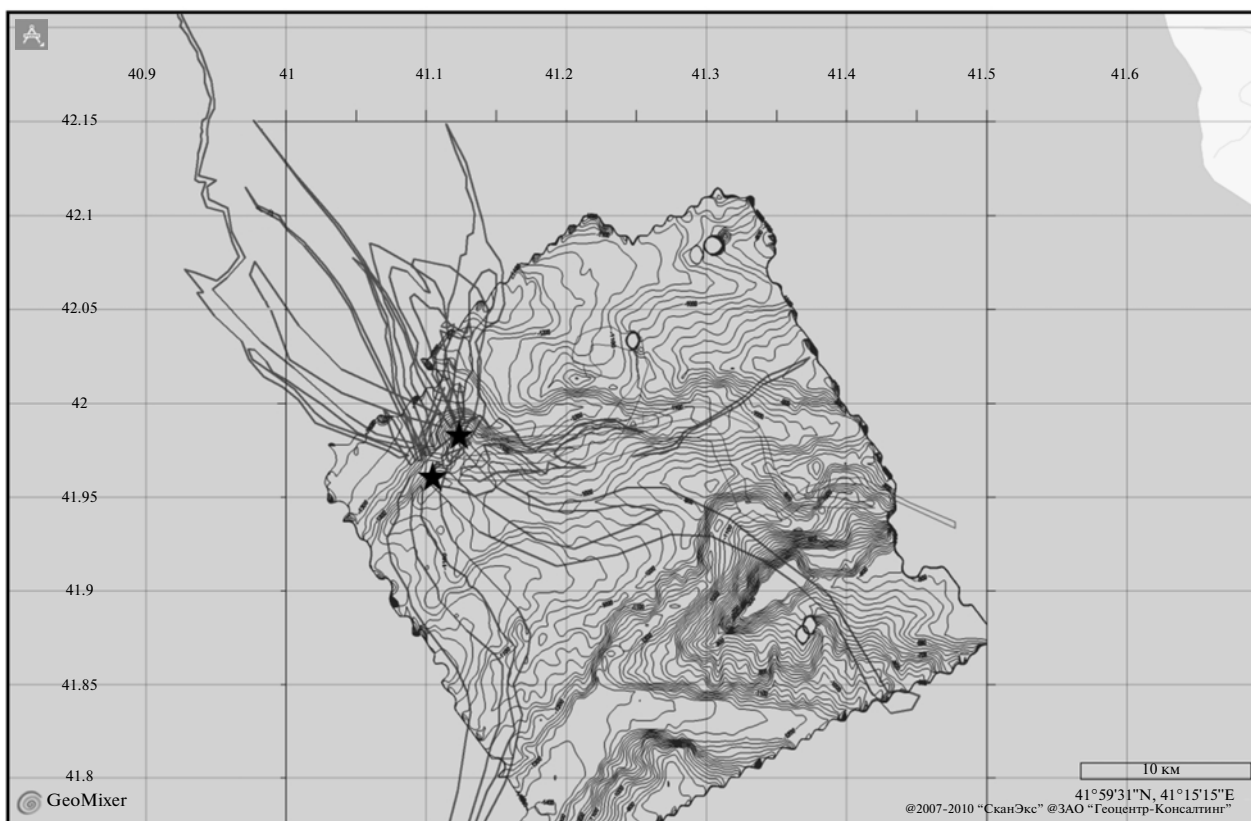


Рис. 3. Анализ пятен, обнаруженных на РЛИ, совместно с данными батиметрии (изобаты проведены через 50 м). Локальные возвышения дна (г. Печори и г. Колхети — звездочки), расположенные на глубинах 1050 и 1150 м с координатами $41^{\circ}58'59''$ с.ш., $41^{\circ}07'25''$ в.д. и $41^{\circ}58'10''$ с.ш., $41^{\circ}06'15''$ в.д., являются подводными источниками нефти; батиметрические данные предоставлены IFM-GEOMAR.

ром расходящиеся от мест всплытия (рис. 2), с точностью практически до минут определяют их положение. Для привязки центров всплытия пятен к подводным источникам использовалась детальная карта подводной топографии с разрешением 50 м, построенная по данным эхолотации и любезно предоставленная I. Klaucke из IFM-GEOMAR (Klaucke et al., 2006). С ее помощью можно установить координаты подводных источников нефти, привязав их к положительным формам рельефа дна (рис. 3).

Совмещение в геоинформационной системе (ГИС) точек всплытия нефти по данным радиолокации с детальными батиметрическими данными показало, что в этом месте на дне расположены две положительные формы рельефа — купола гг. Печори и Колхети, которые, очевидно, и являются источниками выбросов нефти, и что подтверждают данные независимых исследований (Klaucke et al., 2006; Preliminary results..., 2010; Wagner-Friedrichs et al., 2011). Кроме того, на РЛИ в этом районе был обнаружен ряд пятен меньших размеров (рис. 1а, б, в), приуроченных к второстепенным структурам, что говорит о наличии других естественных источников нефти.

На многих РЛИ видны двойные или даже тройные сигнатуры пленочных slickов (рис. 1). Их образование можно объяснить наличием на дне двух–трех близко расположенных источников (т.е. гг. Печори и Колхети), образующих группу, выбрасывающую нефть и газ в синхронном режиме.

Анализ РЛИ Envisat и Radarsat-1, полученных в 2009–2011 гг., показал высокую частоту появления пятен, иногда даже ежедневную, из чего сделано заключение о постоянстве работы источников. Это также подтверждается наличием выходов газа, которые регистрируются над данными структурами каждой экспедицией (Klaucke et al., 2006; Wagner-Friedrichs et al., 2011).

Для определения объемов разливов по данным космической радиолокации применяется косвенный подход, в котором по площади пятен на РЛИ имеется возможность оценки объемов разлива (de Miranda et al., 2004; Иванов и др., 2007). Для решения этой задачи необходимо знать толщину пленки, которую можно получить из физических соображений, связывающих визуальный цвет пленок с их толщинами. Согласно Bonn Agreement (2009), толщина нефтяных пленок в общем случае

варьирует в широком диапазоне от 0.04×10^{-3} до 200×10^{-3} мм, а цвет (окраска) визуальнo — от радужного до серебристо-серого.

Пленки грифонного происхождения, согласно (MacDonald et al., 1993; MacDonald, 1998), имеют радужную окраску в месте всплытия (толщина пленки 0.3×10^{-3} – 5.0×10^{-3} мм) и серебристо-серый цвет на периферии (толщина пленки 0.04×10^{-3} – 0.3×10^{-3} мм), что соответствует содержанию нефти от 40–300 до 300–5000 л/км² в этих пятнах (Bonn Agreement..., 2009). Однако при оценках обычно выбирают пограничное значение в 300 кг/км², которое достаточно хорошо согласуется с экспериментальными оценками (300–350 кг/км²) и совпадает с данными наблюдений (Проблемы химического загрязнения..., 1989).

Исходя из того факта, что один квадратный километр акватории моря, покрытой пленкой, может содержать до 300–350 кг нефти (Проблемы химического загрязнения..., 1989; Bonn Agreement..., 2009), а время существования пятна на морской поверхности составляет 12–24 ч, можно получить оценки активности подводных источников в грузинском секторе моря. С учетом значений толщин пленки 0.04×10^{-3} и 0.3×10^{-3} мм и площадей пятен от 2.3 до 64.3 км², которые, очевидно, зависят как от ГМУ, так и от времени растекания нефти на поверхности, получаем минимальные и максимальные оценки (таблица). Эти оценки могут охарактеризовать естественные выбросы нефти в количестве от 1 до 8 м³ в день или от 400 до 3000 м³ нефти в год (в случае постоянной ежедневной активности). Тем не менее средние значения (последняя строка таблицы) более реально характеризуют существующее положение дел. Кроме того, с учетом плотности нефти пересчет полученных объемов в м³ в массу в тоннах даст на 10% меньшие значения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа РЛИ с помощью геоинформационного подхода установлена связь естественных проявлений нефти, наблюдаемых на поверхности моря, с процессами образования и миграции нефтеуглеводородов в осадочном комплексе ЮВ части Черного моря. На основе анализа пятен, обнаруженных на 16 разновременных РЛИ, полученных в период с 1993 по 2011 г., было определено положение основных источников на дне. По РЛ-данным, они расположены в точках с координатами 41°58'59" с.ш., 41°07'25" в.д. и 41°58'10" с.ш., 41°06'15" в.д. на глубинах около 1050 и 1150 м и связаны с активностью сипов гг. Печори и Колхети. Режим выбросов, судя по частоте появления пятен на РЛИ, особенно в 2011 г., близок к постоянному.

Такая природная инфильтрация нефти представляет собой одну из характерных особенностей этой части Черного моря. По оценкам на основе РЛ-данных, разгрузка пластовых нефтей в ЮВ части моря только от данных источников, с учетом постоянного истечения, может обеспечивать поставку в среднем от 1 до 8 т в день или от 400 до 3000 т нефти в год. Максимально возможные оценки объемов естественных выбросов нефти из недр в этом месте, по данным космической радиолокации, составляют 7 тыс. т нефти в год. Эти оценки следует рассматривать как предварительные, они нуждаются в экспериментальной проверке. Пятна, приуроченные к второстепенным структурам, и их источники также представляют интерес и требуют дальнейших исследований дистанционными методами.

РЛ-данные, использованные в работе, были получены в рамках проектов ESA C1P.3424, C1P.8611 и предоставлены ИТЦ “СКАНЭКС”. Авторы признательны специалистам ESA и руководству ИТЦ “СКАНЭКС” за возможность их использования. Авторы благодарят I. Klaucke из IFM-GEOMAR (Leibniz Institute of Marine Sciences) за данные цифровой батиметрии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Иванов А.Ю. Стики и пленочные образования на космических радиолокационных изображениях // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 3. С. 73–96.
- Иванов А.Ю. О восстановлении параметров морской среды по данным космических РСА // Исслед. Земли из космоса. 2010а. № 5. С. 77–92.
- Иванов А.Ю. Нефтепроявления на поверхности озера Байкал // Исслед. Земли из космоса. 2010б. № 3. С. 75–87.
- Иванов А.Ю., Голубов Б.Н., Затыгалова В.В. О нефтегазоносности и разгрузке подземных флюидов в южной части Каспийского моря по данным космической радиолокации // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 2. С. 62–81.
- Иванов А.Ю., Затыгалова В.В. Картографирование пленочных загрязнений моря с использованием космической радиолокации и географических информационных систем // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 6. С. 46–63.
- Иванов А., Затыгалова В. Радиолокационный мониторинг мест установки и транспортировки морской платформы // Oil & Gas J. Russia. 2008. № 3. С. 61–70.
- Круглякова Р.П., Круглякова М.В., Шевцова Н.Т. Геолого-геохимическая характеристика естественных проявлений углеводородов в Черном море // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 1. С. 37–51.
- Круглякова Р.П., Кругляков В.В., Шевцова Н.Т. Естественные выходы нефти и газа на дне турецкого континентального склона Черного моря / Тр. XIX Межд. науч. конф. по морской геологии. М.: ИО РАН, 14–18 ноября 2011. Т. 2. С. 57–60.

Проблемы химического загрязнения вод Мирового океана. Т. 8. Методы и средства борьбы с нефтяным загрязнением вод Мирового океана. Л.: Гидрометеоздат, 1989. 208 с.

Bonn Agreement Aerial Operations Handbook, 2009 ([http://www.bonnagreement.org/eng/doc/Bonn Agreement Aerial Operations Handbook.pdf](http://www.bonnagreement.org/eng/doc/Bonn%20Agreement%20Aerial%20Operations%20Handbook.pdf)).

de Miranda F.P., Marmol A.M.Q., Pedrosa E.C., et al. Analysis of Radarsat-1 data for offshore monitoring activities in the Cantarell Complex, Gulf of Mexico using the unsupervised semivariogram textural classifier (USTC) // *Can. J. Rem. Sens.* 2004. V. 30. № 3. P. 424–436.

Judd A., Hovland M. Seabed fluid flow. The impact on geology, biology and the marine environment. Cambridge Univ. Press, 2007. 475 p.

Klaucke I., Sahling H., Weinrebe W., et al. Acoustic investigation of cold seeps offshore Georgia, eastern Black Sea // *Marine Geology*. 2006. V. 231. P. 51–67. doi:10.1016/j.mar-geo.2006.05.011.

Kruglyakova R.P., Byakov Y.A., Kruglyakova M.V., et al. Natural oil and gas seeps on the Black Sea floor // *Geo-Mar. Lett.* 2004. V. 24. № 3. P. 150–162.

Kvenvolden K.A., Cooper C.K. Natural seepage of crude oil into the marine environment // *Geo-Mar. Lett.* 2003. V. 23. P. 140–146.

MacDonald I.R. Natural oil spills // *Sci. American*. 1998. V. 279. № 50. P. 51–66.

MacDonald I.R., Guinasso N.L. Jr., Ackleson S.G., et al. Natural oil slicks in the Gulf of Mexico visible from space // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № C9. P. 16351–16364.

Preliminary results of the Black Sea SAR project. USA National Energy Technology Laboratory, 2010 (http://www.netl.doe.gov/technologies/oil-gas/publications/Hydrates/2010Reports/NT0005638_QPROct-Dec2010.pdf).

Wagner-Friedrichs M., Bulgay E., Keil H., et al. Gas seepage and gas/fluid migration associated with the canyon-ridge system offshore Batumi (Georgia, south-eastern Black Sea) inferred from multichannel seismic data // *Int. J. Earth Sci.* 2011.

Oil Seeps in the Southeastern Black Sea Studied from Space Using SAR Images

N. V. Evtushenko^{1,2}, A. Yu. Ivanov²

¹Research and Development Center “ScanEx”, Moscow

²P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow

One of the problems, being solved during the monitoring of oil pollution in the Black Sea, was a study of natural seepage. Two of the known oil seeps are located in the south-east section, Georgian sector, from which crude oil comes into the marine environment. The archives of European Space Agency and Research and Development Center “ScanEx” have a considerable quantity of synthetic aperture radar (SAR) images acquired in period 1993–2011 by the ERS-1/2, Envisat and Radarsat-1 satellites, on which seep oil slicks are clearly visible in this region. Processing of the collected SAR images with detected slicks in combination with geo-information approach has revealed a link of these slicks with the bottom sources on the local sedimentary structure in the Southeast Black Sea; their analysis provide both a new insight into this phenomenon and new information to help understand nature of these oil seeps. On the basis of analysis of collected SAR images and detailed bathymetric data information on the source positions on the bottom and estimates of oil volumes entering the sea surface are obtained.

Keywords: oil seeps, satellite monitoring, SAR images, Black Sea

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СУБМЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ БАЛТИЙСКОГО, ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ РАДИОЛОКАЦИИ

© 2012 г. С. С. Каримова

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт космических исследований
Российской академии наук, Москва*

E-mail: feba@list.ru

Поступила в редакцию 23.08.2011 г.

В работе проводится анализ субмезомасштабных вихревых структур, обнаруженных на радиолокационных изображениях (РЛИ) Envisat ASAR и ERS-2 SAR в Балтийском, Черном и Каспийском морях в 2009–2010 гг. В результате проведенного анализа были выявлены механизмы, с помощью которых вихревые структуры проявляются на РЛИ указанных морей; определены частота встречаемости вихрей на РЛИ и общее количество вихревых структур; осуществлен статистический анализ пространственного масштаба обнаруженных вихревых образований; исследованы особенности пространственного распространения вихрей, а также их межсезонные различия.

Ключевые слова: субмезомасштабные вихри, спиральные вихри, сдвигово-волновое взаимодействие, радиолокационные изображения, Envisat ASAR, ERS-2 SAR, Балтийское море, Черное море, Каспийское море

ВВЕДЕНИЕ

Объектом исследования данной работы являются субмезомасштабные вихревые структуры (СВС). Термин “субмезомасштабный” по отношению к океаническим вихрям был введен сравнительно недавно, поэтому следует пояснить, что же под ним понимается.

Как известно, вихревые структуры с диаметром в единицы километров традиционно относят к категории мелкомасштабных, а с диаметром в десятки километров — к категории мезомасштабных. Границей между ними считается величина бароклинного радиуса Россби, характерная для рассматриваемого бассейна (Костяной и др., 2010). Под СВС подразумеваются мелкомасштабные вихри плюс наименее крупная (до примерно 20 км в диаметре) часть мезомасштабных вихрей. Употребление термина “субмезомасштабный” в данной работе можно оправдать тем, что он достаточно удобен, т.к. в точности характеризует масштаб вихрей, детектируемых на радиолокационных изображениях (РЛИ) рассматриваемых в работе морей.

Субмезомасштабные вихри представляют собой наименее исследованный участок спектра океанических вихрей. Это легко объясняется их труднодоступностью для изучения как контактными методами, так и с помощью спутниковых изображений низкого и среднего пространственного разрешения. В отличие от большинства средств океанографических исследований, спут-

никовые РЛИ предоставляют прекрасные возможности для изучения именно субмезомасштабных вихрей вследствие достаточно высокого пространственного разрешения этих данных и специфики визуализации на них гидродинамических структур.

В данной работе проводится анализ вихрей, обнаруженных на РЛИ Envisat ASAR и ERS-2 SAR, полученных в 2009–2010 гг. над различными участками акваторий Балтийского, Черного и Каспийского морей. Указанные бассейны в значительной степени различаются по их географическому положению, гидрометеорологическим условиям, особенностям донной топографии и очертаниям берегов, по гидрологическому, гидрохимическому и гидробиологическому режиму вод. Вследствие всех существующих различий в каждом из морей сформировалась специфическая система поверхностной циркуляции. Закономерно предположить, что процессы генерации СВС в исследуемых бассейнах так же обладают своими особенностями. В выявлении этих особенностей и состоит цель данного исследования.

Материал статьи организован следующим образом. Вначале приводятся сравнительный анализ поверхностной циркуляции в исследуемых бассейнах, характеристика используемых данных, а также перечисляются механизмы, благодаря которым гидродинамические структуры могут проявляться на РЛИ. После такой, вводной, части

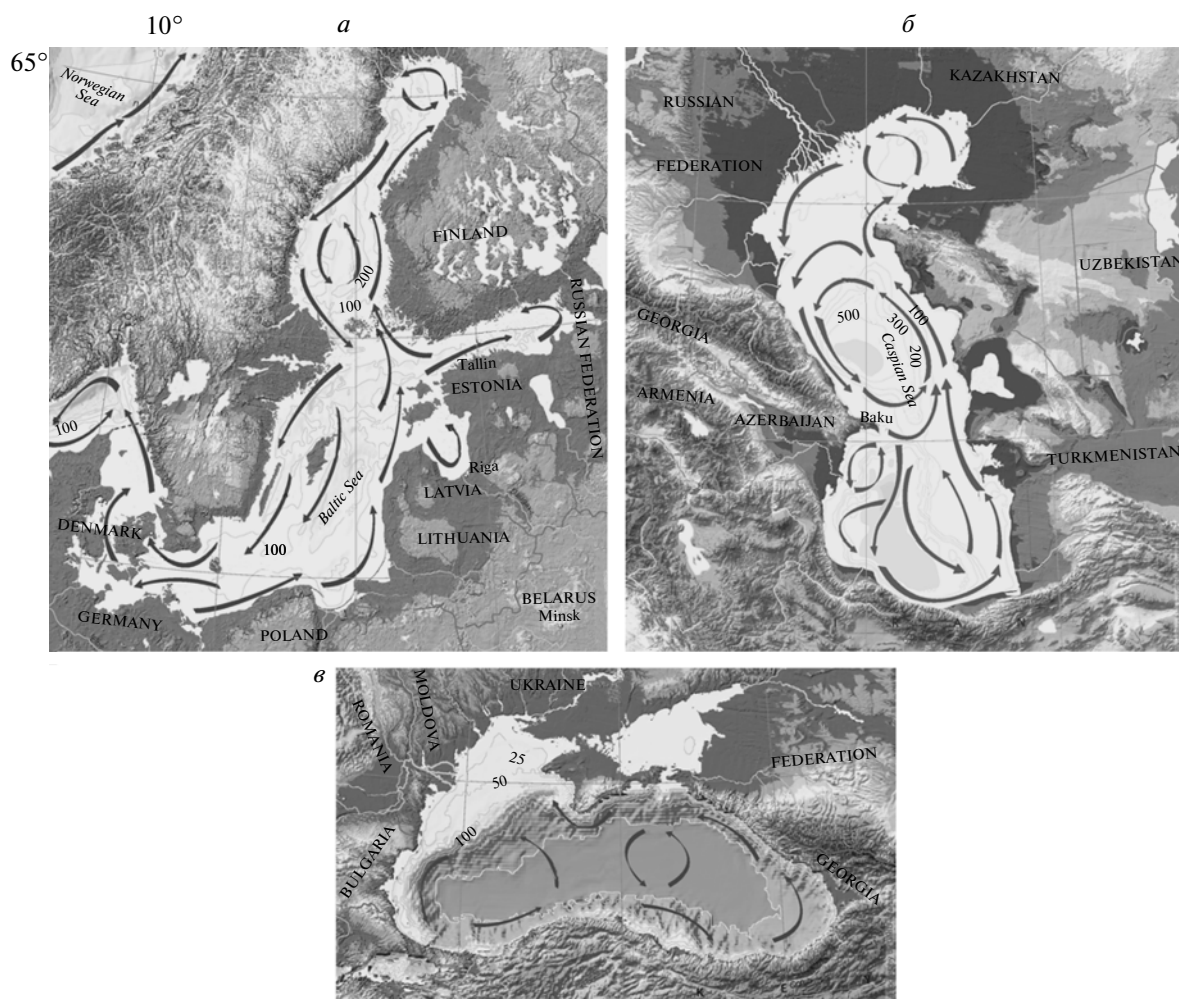


Рис. 1. Схемы поверхностной циркуляции: *а* – Балтийского, *б* – Каспийского и *в* – Черного морей (источник: Европейское агентство по окружающей среде – European Environmental Agency, www.eea.europa.eu).

статьи обсуждаются результаты проведенных наблюдений, т.е. рассматриваются частота встречаемости СВС на проанализированных изображениях, общее количество вихрей, обнаруженных в различных бассейнах, статистические характеристики диаметра вихрей, особенности пространственного распределения вихревых структур. В заключении перечислены основные выявленные закономерности.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОВЕРХНОСТНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ БАЛТИЙСКОГО, ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ

Особенности береговой и частично донной топографии исследуемых бассейнов показаны на рис. 1. Там же схематично показаны их системы поверхностной циркуляции. Коротко рассмотрим отличительные особенности каждого из бассейнов.

Балтийское море

Балтийское море представляет собой достаточно мелководный (средняя глубина около 55 м) морской бассейн, который характеризуется сложностью очертаний его береговой линии. Вследствие особенностей донной и береговой топографии он подразделен на большое число суббассейнов (рис. 1*а*). Благодаря поступлению большого количества речных вод воды моря устойчиво стратифицированы, что в значительной степени затрудняет перемешивание этих вод.

На формирование поверхностных течений бассейна наибольшее влияние оказывают ветровое воздействие и термохалинные эффекты (Andrejev et al., 2004).

В среднем поверхностная циркуляция моря характеризуется формированием циклонических круговоротов в каждом из суббассейнов (рис. 1*а*). Эта циркуляция подвержена сезонной изменчивости (Lehmann, Hinrichsen, 2000). В частности,

ранней весной, когда ветровое воздействие минимально, интенсивность течений определяется преимущественно бароклинностью вод. Осенью и зимой, при интенсивных западных ветрах, проявляются эффекты экмановской накачки.

Вследствие мелководности и относительной замкнутости суббассейнов на интенсивность течений большое влияние оказывает трение о берега и дно бассейна. Поэтому скорости течений в этом море относительно невелики (Leppäranta, Myrberg, 2009).

При краткосрочном рассмотрении течения на поверхности моря определяются преимущественно ветром. Вследствие частой переменчивости погодных условий определяемые ими течения также непостоянны.

СВС — как циклонические, так и антициклонические — с размерами 5–50 км были обнаружены в различных районах моря. В качестве механизмов их формирования указываются меандрирование основных течений, бароклинная и топографическая их неустойчивость, а также атмосферное воздействие (Leppäranta, Myrberg, 2009).

Таким образом, по сравнению с двумя другими бассейнами, Балтийское море отличается наименьшей глубиной, наибольшим количеством суббассейнов и, как следствие, наиболее слабой и неустойчивой поверхностной циркуляцией. Бароклинный радиус деформации Россби для этого моря наименьший — 1–10 км (Osiński et al., 2010).

Черное море

Черное море — глубокий водоем (средняя глубина 1253 м) со сравнительно простыми очертаниями береговой линии (рис. 1а). Донная топография морской котловины характеризуется узким шельфом и крутым континентальным склоном практически всюду, кроме северо-западной части моря.

Основная черта поверхностной циркуляции Черного моря — наличие мощного течения, охватывающего всю его периферическую часть и следующего в циклоническом направлении ориентировочно над бровкой шельфа — Основного черноморского течения (ОЧТ). Причины его формирования — бароклинные эффекты, связанные с поступлением речных вод, и циклоническая завихренность поля ветра над бассейном. Как и в случае с циклоническими круговоротами в Балтийском море, ОЧТ подвержено сезонным модуляциям, определяемым интенсивностью ветрового воздействия (Sur, Ilyin, 1997; Zatsepin et al., 2003).

В некоторых работах указывается наличие внутри ОЧТ также двух или трех циклонических субкруговоротов (рис. 1б), но их существование

не было подтверждено дрейферными экспериментами (Poulain et al., 2005).

Черное море отличается также характерной системой формирования СВС. Один из выдающихся элементов этой схемы — так называемые квазистационарные антициклонические вихри. Наиболее устойчивыми и часто наблюдающимися считаются Батумский, Севастопольский и Кавказский антициклоны. Однако спутниковые наблюдения показали, что вместо одного антициклонического вихря в указанных районах, как правило, формируются более сложные вихревые образования — диполи и мультиполи (Гинзбург и др., 1996; 1998а, 1998б, 2000а; Karimova, 2011).

Другая характерная группа вихрей — прибрежные антициклонические вихри (ПАВ), формирующиеся между ОЧТ и берегом вследствие трения, оказываемого последним. Как правило, ПАВ имеют эллипсовидную форму; большая ось таких вихрей расположена примерно параллельно береговой линии. В большинстве случаев формирование ПАВ происходит в районах с наименьшей шириной шельфа, т.е. преимущественно вдоль Кавказского побережья (Каримова, 2008; Karimova, 2011). В работе (Гинзбург и др., 2000б) было показано, что ПАВ могут длительно и стремительно эволюционировать, а также превращаться в вихри открытого моря.

В работе (Karimova, 2011) был проведен анализ нестационарных вихревых структур бассейна, в результате которого было установлено, что наиболее распространенными группами таких вихрей являются вихри Анатолийского побережья, грибовидные течения (вихревые диполи) и вихревые цепочки. Практически все вихревые структуры из перечисленных классов наблюдались в зоне ОЧТ.

Таким образом, из трех рассматриваемых морей Черное море отличается наиболее глубокой котловиной с наиболее простыми очертаниями береговой линии. Отсутствие обособленных суббассейнов приводит к формированию здесь единой циркуляционной системы с мощным кольцевым течением, в зоне которого наблюдается подавляющее число мезомасштабных вихревых структур этого моря. Значения бароклинного радиуса деформации Россби для этого моря оказываются промежуточными по сравнению с другими бассейнами: 15–20 км в открытых частях моря (Журбас и др., 2004) и около 12 км в шельфовых районах (Ginzburg et al., 2000).

Каспийское море

Каспийское море обладает вытянутой в меридиональном направлении котловиной со средней глубиной около 200 м (рис. 1б). На основании

Таблица 1. Количество РЛИ, полученных для различных бассейнов и в разных режимах съемки (в числителе данные для 2009 г., в знаменателе — для 2010 г.)

Море/Режим съемки	Envisat WSM	Envisat IMM	ERS-2 IMM	Всего
Балтийское	261/500	7/15	53/128	321/643
Черное	97/125	156/134	76/100	329/359
Каспийское	147/194	14/28	»	161/222
Всего	505/819	177/177	129/228	811/1224

особенностей строения дна бассейн моря подразделяется на три суббассейна — Северный, Средний и Южный Каспий.

Вследствие мелководности Северного Каспия основным фактором, определяющим характер течений в этой части моря, является ветровое воздействие.

Традиционная схема формирования общей циркуляции в Среднем и Южном Каспии выглядит следующим образом: под влиянием преобладающих ветров северных румбов создается дрейфовый поток вод из северной части моря вдоль его западного берега на юг. Впоследствии этот поток замыкает циклоническую циркуляцию в Среднем Каспии (Добровольский, Залогин, 1982). Циркуляция в Южном Каспии также считается циклонической, но она не столь хорошо выражена, как в Среднем. Между Апшероном и устьем Куры образуется местная антициклональная циркуляция (рис. 1б).

Существуют и альтернативные варианты. Например, в работе (Tuzhilkin, Kosarev, 2005) указывается на существование в Среднем Каспии дипольной системы с циклоническим вихрем в северо-западной части и антициклонической — в юго-восточной. При этом в Южном Каспии, по мнению этих авторов, также формируется диполь, но с противоположным расположением циклонической и антициклонической составляющих.

Скорость и устойчивость дрейфовых течений в средней и южной частях моря изменяются в зависимости от силы и продолжительности ветра и неодинаковы от места к месту. По инструментальным наблюдениям, наиболее значительные скорости (до 80 см/с) отмечаются у западных берегов Среднего Каспия при сильных северных ветрах (Добровольский, Залогин, 1982).

Мезомасштабные вихри в бассейне формируются преимущественно в результате атмосферных воздействий, особенностей донной топографии и очертаний береговой линии (Shipilova, 2000). В качестве важных источников генерации вихревых структур указываются также апвеллинговые процессы (Гинзбург и др., 2006). Так, на фронте апвеллинга часто наблюдаются короткоживущие циклонические вихри с диаметром ~20 км, анало-

гичные наблюдавшимся у м. Херсонес в Черном море (Гинзбург и др., 1998в).

Таким образом, по особенностям донной топографии, числу суббассейнов и устойчивости поверхностной циркуляции из трех исследуемых бассейнов Каспийское море занимает промежуточное положение. Значения бароклинного радиуса деформации Россби для этого бассейна максимальны — 17–22 км в глубоководных районах и 3–8 км в шельфовых (Архипкин и др., 1992).

ХАРАКТЕРИСТИКА ИСПОЛЗУЕМЫХ ДАННЫХ

Данная работа основана на анализе РЛИ, полученных радиолокаторами с синтезированной апертурой антенны (РСА) ASAR и SAR, установленных на спутниках Европейского космического агентства Envisat и ERS-2 соответственно. В анализе были использованы изображения, полученные в различных частях Балтийского, Черного и Каспийского морей в 2009–2010 гг. Общее количество изображений — свыше 2000. Пространственное разрешение ~150 м.

Распределение изображений по отдельным бассейнам и режимам съемки представлено в табл. 1. Режим WSM (Wide Swath Medium Resolution) характеризуется широкой полосой обзора получаемых изображений, IMM (Image Mode Medium Resolution) — узкой. До изменения параметров орбиты спутника Envisat значения ширины полосы для этих режимов составляли 400 и 100 км соответственно. На данный момент эти значения требуют уточнения.

Как следует из табл. 1, наибольшее количество изображений было получено для Балтийского моря; в 2010 г. к этому морю относилось более половины всех изображений. Кроме того, как можно заметить, подавляющее число этих изображений было получено в широкой полосе обзора, в то время как для Черного моря преобладала узкая полоса.

Чтобы исключить неравномерность поступления РЛИ в различные сезоны как фактора, определяющего внутригодовое распределение обнаруженных вихрей, был произведен анализ сезонного распределения полученных изображений

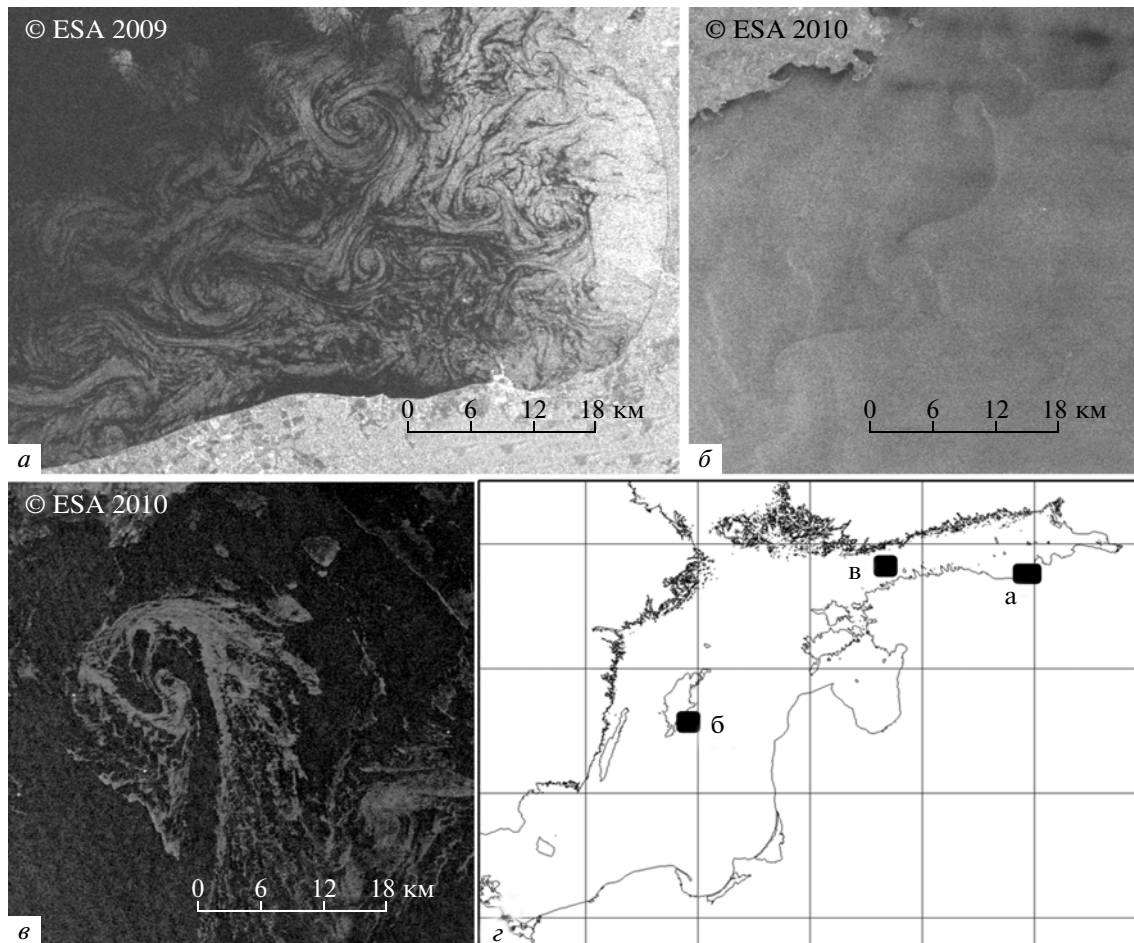


Рис. 2. Проявление на РЛИ Envisat ASAR вихревых структур с помощью различных механизмов: *а* — сликового (РЛИ получено 22.06.2009 г. в 08:47 UTC), *б* — сдвигово-волнового (14.04.2010 г., 20:10 UTC), *в* — ледового (12.01.2010 г., 20:02 UTC); *г* — местоположение представленных фрагментов.

(здесь и в дальнейшем выделение сезонов произведено из гидрологических соображений: к зиме относятся январь, февраль, март; к весне — апрель, май, июнь; к лету — июль, август, сентябрь; к осени — октябрь, ноябрь, декабрь). Проведенный анализ показал, что распределение РЛИ по сезонам можно считать достаточно равномерным.

МЕХАНИЗМЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ВИХРЕВЫХ СТРУКТУР НА РЛИ

Визуализация гидродинамических структур на РЛИ возможна посредством различных механизмов: сликового, сдвигово-волнового, термического и ледового (Dokken, Wahl, 1996; Johannessen et al., 2005). Наибольшее значение при исследовании гидродинамических структур имеют два первых.

Сливовой механизм обусловлен подавлением гравитационно-капиллярных волн поверхностными пленками естественного происхождения, которые концентрируются в зонах конвергенции,

образуя на поверхности воды нитевидные слики, закручивающиеся в спирали, и таким образом визуализируют структуру вихря (Alpers, Huhnerfuss, 1989; Espedal et al., 1998). Этот механизм функционирует при скоростях ветра 3–5 м/с, при которых короткие гравитационно-капиллярные волны, вызывающие брэгговское рассеяние РЛ-сигнала, уже появляются, а ветер еще не оказывает разрушительного воздействия на поверхностные пленки (Dokken, Wahl, 1996).

Пример визуализации вихрей с помощью этого механизма представлен на рис. 2*а*. Фрагмент РЛИ на этом рисунке отражает акваторию Нарвского залива; на рис. 2*г* положение представленного фрагмента обозначено буквой “а”.

Для краткости вихри, визуализированные с помощью этого механизма, будут в дальнейшем называться “черные” вихри.

Второй механизм — сдвигово-волновой — обусловлен взаимодействием гравитационно-капиллярных волн и сдвиговых течений и проявляется

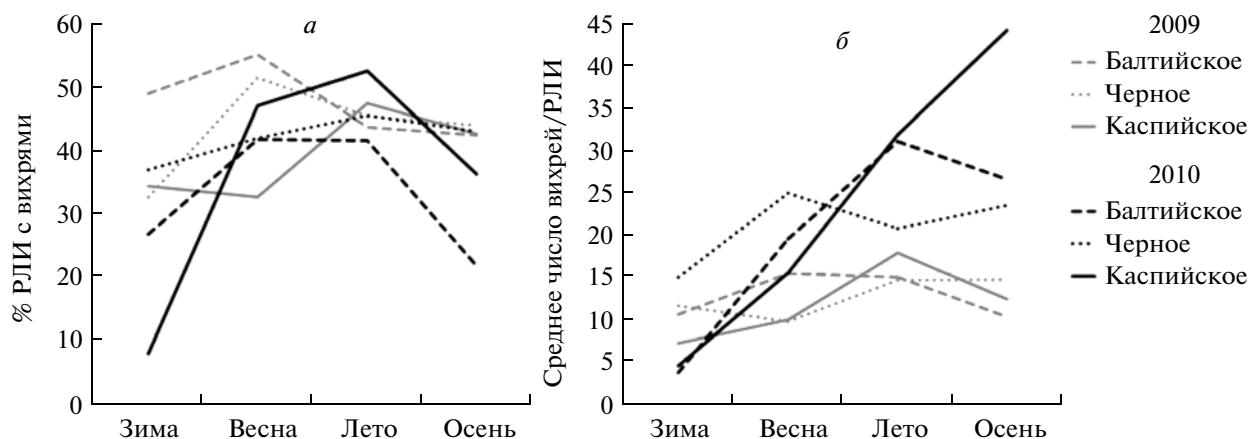


Рис. 3. Межсезонная изменчивость доли РЛИ с обнаруженными вихревыми структурами: а — в общем количестве проанализированных РЛИ и б — среднего количества вихрей на одном РЛИ с обнаруженными вихревыми структурами.

в виде закрученных в спирали или дуги областей повышенного рассеяния сигнала (Johannessen et al., 1994). В различных случаях этот механизм проявляется по-разному, в зависимости от геометрии съемки, интенсивности сдвигового течения, скорости ветра и пр. (Ivanov, Ginzburg, 2002). Благодаря этому механизму фрагменты вихревых структур могут проявляться на РЛИ при скоростях ветра до 12 м/с (Dokken, Wahl, 1996).

Вследствие повышенного рассеяния сигнала, осуществляемого сдвигово-волновым взаимодействием, эта категория вихрей получила в данной работе краткое название “белые” вихри.

Пример визуализации белых вихрей показан на рис. 2б. Представленная цепочка вихрей была обнаружена к юго-востоку от о. Готланд. Расположение показанного фрагмента обозначено на рис. 2а буквой “б”. Дополнительные иллюстрации проявления белых вихрей на РЛИ различных акваторий Мирового океана можно найти в работах (Fu, Holt, 1982; Ivanov, Ginzburg, 2002; Lavrova et al., 2010; Каримова, 2010).

Ледовый механизм имеет значение только в бассейнах с регулярным образованием ледяного покрова. Из рассматриваемых морей этот механизм вносит вклад только в визуализацию вихрей Балтийского моря. Проявление вихрей с помощью ледовых трассеров продемонстрировано на рис. 2в.

Термический механизм связан с изменением характеристик атмосферного пограничного слоя, а следовательно, и скорости ветра в области гидрологического термического фронта, поэтому этот механизм имеет значение для визуализации более крупномасштабной составляющей гидродинамических структур в океане, нежели те, что рассматриваются в данной работе.

ЧАСТОТА ОБНАРУЖЕНИЯ ВИХРЕВЫХ СТРУКТУР НА РЛИ

Для оценки частоты встречаемости вихрей на РЛИ была определена доля РЛИ с вихревыми структурами в общем числе проанализированных РЛИ. В среднем около 39% всех имеющихся изображений содержало какие-либо проявления вихревых структур. Для Балтийского, Черного и Каспийского морей были получены значения 37.3%, 42.3% и 37.9% соответственно.

Межсезонная изменчивость этого параметра для отдельных бассейнов за 2009 и 2010 гг. может быть отслежена по рис. 3а. Из приведенного графика видно, что в целом для 2009 г. обнаруживаемость вихревых структур была выше, чем для 2010 г.: 44.2% против 35.3% в 2010 г.

В представленном распределении параметра отчетливо прослеживается годовой ход: в весенне-летний период встречаемость вихревых структур выше, чем в осенне-зимний. В среднем, зимой доля РЛИ с обнаруженными вихрями составила 28.0%, весной — 45.2%, летом — 44.1%, осенью — 35.5%.

Также было оценено среднее количество вихрей на одном изображении. При отнесении числа обнаруженных вихрей к числу всех задействованных изображений (среднее I типа) было получено значение 6.7 вихрей/РЛИ. Для Балтийского, Черного и Каспийского морей эти значения составили соответственно 6.4, 6.7 и 7.8 вихрей/РЛИ. Средние значения для отдельных сезонов расположились следующим образом: 9.5 (лето), 7.1 (весна), 6.5 (осень) и 2.5 (зима) вихря/РЛИ.

При отнесении количества вихрей к числу только тех РЛИ, где были обнаружены вихревые структуры (среднее II типа), величина среднего составила 17.7 вихрей/РЛИ. Для Балтийского, Черного и Каспийского морей были получены

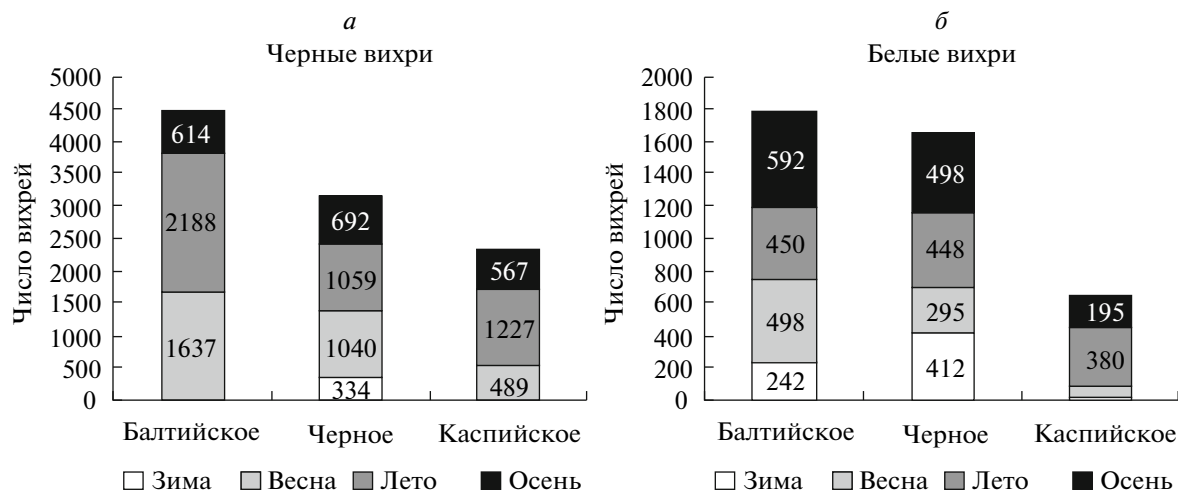


Рис. 4. Распределение обнаруженных вихрей по сезонам: а – черных и б – белых.

значения соответственно 17.1, 15.9 и 20.2 вихрей/РЛИ.

Межсезонная изменчивость среднего II типа для отдельных бассейнов и годов показана на рис. 3б. Несмотря на то что в 2009 г. доля РЛИ с обнаруженными вихрями была выше, чем в 2010 г., при рассмотрении среднего количества вихрей – как первого, так и второго типов – лидирует 2010 г. В 2009 г. среднее II типа составило 12.8, а в 2010 г. – 21.4 вихрей/РЛИ.

При рассмотрении среднего II типа по отдельным сезонам значения расположились следующим образом (в порядке убывания): лето (21.6), осень (18.3), весна (15.8) и зима (8.9 вихрей/РЛИ).

Выявленное понижение доли РЛИ с вихревыми структурами и среднего количества вихрей в зимнее время по сравнению с остальными сезонами объясняется, по-видимому, преобладанием зимой высоких скоростей приповерхностного ветра, препятствующих проявлению на РЛИ каких-либо гидродинамических структур.

ОБЩЕЕ КОЛИЧЕСТВО ОБНАРУЖЕННЫХ ВИХРЕВЫХ СТРУКТУР

Всего за период 2009–2010 гг. было обнаружено около 14 тыс. вихревых структур. Практически все они (около 98%) обладали циклонической завихренностью.

Анализ распределения обнаруженных вихрей по отдельным бассейнам показал, что число вихрей – как черных, так и белых – в каждом из морей пропорционально количеству проанализированных для этих бассейнов изображений. Такая пропорциональность наряду со сходными значениями среднего количества вихрей на одном РЛИ, обсуждавшегося в предыдущем разделе, свиде-

тельствует о сопоставимой субмезомасштабной вихревой активности в исследуемых морях.

В результате анализа также было установлено, что количество черных вихрей во всех морях преобладает над числом белых. В среднем 79% обнаруженных проявлений вихревых структур были визуализированы с помощью сликового механизма (черные вихри), а оставшийся 21% – с помощью сдвигово-волнового (белые вихри). При рассмотрении соотношения между черными и белыми вихрями в отдельных бассейнах было выявлено, что наибольшая доля белых вихрей наблюдалась в Черном море (34.6%), затем – в Балтийском (28.6%) и наименьшая – в Каспийском (22.0%).

В Балтийском море некоторый вклад в визуализацию вихрей внес также ледовый механизм. С его помощью было проявлено около 4% всех вихревых структур, обнаруженных в этом бассейне. Несмотря на образование обширного ледяного покрова в Северном Каспии, “ледовые” вихри в этом бассейне детектированы не были.

Межсезонная изменчивость количества черных и белых вихрей показана на рис. 4а и б соответственно. Как можно заметить, практически все “черные” вихри были обнаружены летом, весной и, в меньшей степени, осенью. Значительное количество зимних “черных” вихрей было обнаружено только в Черном море. В среднем летом было детектировано около 45.0% всех черных вихрей, весной – 32.0%, осенью – 19.0%, зимой – 3.7%.

При анализе распределения белых вихрей для Балтийского и Черного морей по сравнению с черными вихрями можно отметить увеличение доли вихревых структур, обнаруженных в осенне-зимнее время (рис. 4б). В Каспийском море распределение по сезонам белых вихрей в целом аналогично распределению черных вихрей. В сред-

Таблица 2. Выборочные статистики пространственного масштаба вихрей (все параметры, кроме N , в км)

Группа вихрей	N	Диапазон	Мода	Медиана	Среднее	σ
Балтийское море, черные	2826	1.2–48	4	5.3	6.4	4.0
Балтийское море, белые	1114	2.3–32	7	7.6	8.5	3.8
Черное море, черные	1329	1.1–66	6	6.2	7.4	5.4
Черное море, белые	621	1.5–32	10	8.4	9.3	4.0
Каспийское море, черные	1456	1.2–38	4	6.8	7.9	4.6
Каспийское море, белые	461	2.8–33	6	9.0	9.7	3.6
Черные	5611	1.1–66	4	6.0	7.0	4.6
Белые	2196	1.5–33	8	8.2	9.0	3.9
Ледовые	239	1.5–41	6	6.0	7.0	4.8
АЦ*	85	2–75	—	16.7	23.9	19.3
Грибовидные течения	84	3–61	6	11.0	14.4	10.4
Циклонические	8046	1.1–66	4	6.6	7.6	4.5

*Примечание. АЦ – антициклонические.

нем зимой наблюдалось 16.4% всех белых вихрей, весной – 20.8%, летом – 31.3% и осенью – 31.5%.

По нашему предположению, выявленный годовой ход в проявлении вихревых структур связан, прежде всего, с сезонной изменчивостью интенсивности напряжения ветра. В холодное время года более высокие скорости приповерхностного ветра способствуют срабатыванию сдвигово-волнового механизма. В то же время более слабые ветры, наблюдаемые в теплое время года, благоприятствуют проявлению сликового механизма.

Дополнительный вклад в межсезонную изменчивость количества черных вихрей может осуществляться изменчивостью количества пленок на поверхности воды в результате сезонного хода жизнедеятельности фитопланктона. Для проверки данной гипотезы требуются дальнейшие исследования.

АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННОГО МАСШТАБА ВИХРЕВЫХ СТРУКТУР

Для ~8250 наиболее хорошо выраженных вихревых структур был определен их пространственный масштаб. В качестве такового выбирался либо диаметр, либо – в случае эллиптических вихрей – длина большей оси эллипса. Для грибовидных структур измерялась ширина “шляпки гриба”, т.е. определялось расстояние между двумя наиболее удаленными точками, относящимися к вихревой части грибовидной структуры. Поскольку шляпка гриба составлена из двух вихрей – циклонического и антициклонического, – значения ее ширины впоследствии были поделены на два.

В целом диаметр обнаруженных вихрей варьировал в достаточно широких пределах – от 1 до 75 км. В то же время размер 99% всех вихрей находился в пределах 1–20 км. Значение характерного (т.е. наиболее часто встречаемого) размера вихрей составило 4.5 км.

В табл. 2 представлены оцененные выборочные статистики для следующих групп вихрей: черные и белые вихри для каждого из исследуемых морей, черные вихри во всей совокупности, белые вихри во всей совокупности, ледовые вихри, антициклонические вихри, грибовидные течения и циклонические вихри во всей совокупности, т.е. черные, белые и ледовые, вместе взятые.

Гистограммы частотного распределения диаметров для отдельных групп вихрей показаны на рис. 5. Как можно заметить из рисунка, для черных вихрей, вследствие их численного превосходства, была получена достаточно совершенная по форме гистограмма (рис. 5а). Отличительная черта этой гистограммы – ее асимметричность. Значения частот резко возрастают при значениях диаметра от 1 до 5 км, после чего наблюдается сначала быстрое, а затем медленное уменьшение частот до значений диаметра ~ 20 км.

Гистограмма для белых вихрей (рис. 5б) обнаруживает большую симметрию, чем она для черных вихрей; максимум частот в этом случае сдвинут в область больших диаметров – около 7 км. Следует отметить, что достижение полной симметричности распределения при получении, например, дополнительных данных для значений диаметра в области левого склона гистограммы вряд ли возможно, потому что гистограмма при

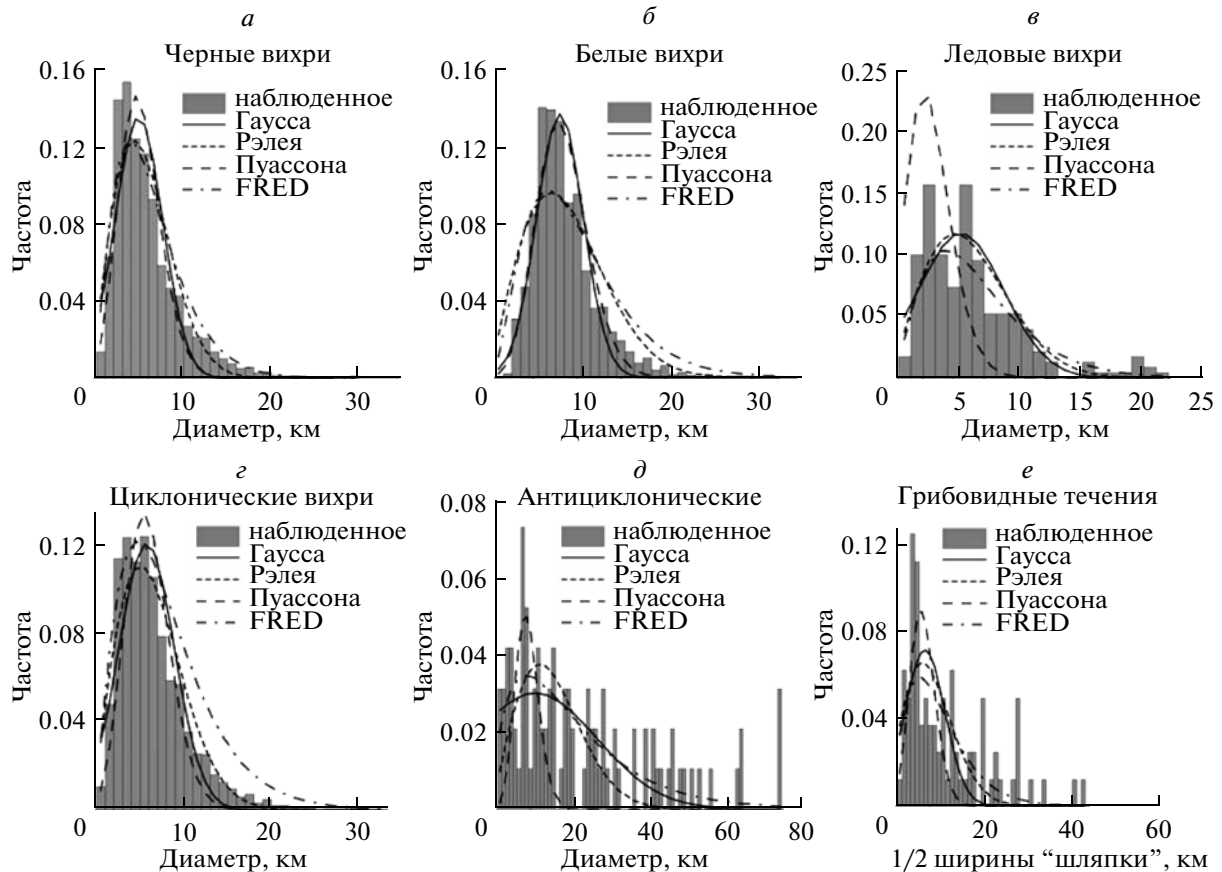


Рис. 5. Частотные гистограммы диаметров различных групп вихрей: а — черных; б — белых; в — ледовых; г — всех циклонических; д — антициклонических; е — грибовидных течений (показаны значения для половины ширины шляпки гриба).

этом должна была бы заходить в область отрицательных значений диаметра.

Гистограмма для ледовых вихрей показана на рис. 5в. В целом она схожа с гистограммой для черных вихрей с поправкой на значительно меньший объем выборки: как следует из табл. 2, всего 239 ледовых вихрей было измерено.

На рис. 5г показана гистограмма для всех измеренных циклонических вихрей, т.е. для черных, белых и ледовых вихрей вместе взятых. Как можно заметить, эта гистограмма совмещает в себе черты гистограмм для черных и белых вихрей.

Гистограмма для антициклонических вихрей (рис. 5д) отличается значительно большей долей мезомасштабных вихрей. Диапазон значений диаметра вихрей в этом случае расширился до 75 км.

Гистограмма для грибовидных структур (рис. 5е) также отличается достаточно широким охватом зафиксированных размеров, но большинство значений отмечалось все же в диапазоне от 3 до 30 км.

Полученные распределения диаметров были аппроксимированы рядом теоретических моде-

лей. Исходя из формы частотных гистограмм, были выбраны следующие аналитические распределения: Гаусса, Рэлея, Пуассона, а также так называемая модель FRED (Fast Rise — Exponential Decay). Аппроксимация производилась методом наименьших квадратов с помощью градиентных процедур определения минимума функции невязки.

Параметры полученных распределений показаны в табл. 3. Они включают: μ — среднее гауссова распределения; σ_G — стандартное отклонение гауссова распределения; $\chi_G^2, \chi_R^2, \chi_P^2, \chi_F^2$ — кумулятивные тестовые статистики Пирсона для гауссова, рэлеевского и пуассоновского распределений, а также для модели FRED соответственно; σ_R — параметр рэлеевского распределения; λ — параметр пуассоновского распределения; y, t_0 — параметры модели FRED

$$f(x) = A/(4t_0)x^y \exp(-x/(4t_0)),$$

где A — амплитуда, x — переменная; Δx — ширина диапазона осреднения частот, примененная при процедуре аппроксимации.

Таблица 3. Статистические показатели пространственного масштаба вихрей (все параметры, кроме χ^2 в км)

Группа вихрей	<i>P</i> Гаусса*			<i>P</i> Рэлея*		<i>P</i> Пуассона*		FRED			Δx
	μ	σ_G	χ_G^2	σ_R	χ_R^2	$\bar{\lambda}$	χ_P^2	y	t_0	χ_F^2	
Балтийское море, черные	4.83	2.20	1.25	4.38	1.33	5.15	0.98	1.85	0.54	1.31	0.5
Балтийское море, белые	7.55	2.37	0.15	6.54	0.73	7.88	0.15	2.40	0.67	0.69	1.0
Черное море, черные	5.51	2.72	0.95	4.91	0.95	5.78	0.91	1.59	0.68	1.02	0.4
Черное море, белые	8.27	3.10	0.06	7.22	0.24	8.51	0.04	2.43	0.72	0.19	1.0
Каспийское море, черные	6.42	3.18	0.45	5.72	0.45	8.82	3.79	2.08	0.64	0.42	0.5
Каспийское море, белые	8.92	2.70	0.30	7.82	0.66	9.25	0.27	2.25	0.86	0.66	1.0
Черные	5.36	2.71	1.30	4.82	1.17	5.57	1.07	1.81	0.60	1.12	0.7
Белые	8.01	2.67	0.23	7.03	1.07	8.33	0.16	2.11	0.79	1.09	1.0
Ледовые	5.60	3.51	0.15	5.09	0.13	9.68	0.97	1.72	0.64	0.15	То же
АЦ*	11.2	16.3	0.006	12.45	0.006	9.17	0.02	0.75	2.99	0.003	3.0
Грибовидные течения	8.76	4.61	0.02	8.18	0.02	8.33	То же	1.81	1.05	0.02	2.0
Циклонические	6.21	2.97	3.57	5.50	3.74	6.43	0.71	1.77	0.70	4.01	0.3

*Примечание. *P* – распределение; АЦ – антициклонические.

Результаты графического сопоставления полученных аналитических распределений с наблюдаемыми распределениями также представлены на рис. 5, где аналитические графики показаны с помощью линий различной перфорации.

Как можно заметить из графиков, ни одно из аналитических распределений не описало с достаточной точностью выявленное эмпирическое распределение. Если применить кумулятивную тестовую статистику Пирсона χ^2 в качестве меры соответствия аппроксимированных распределений наблюдаемым (табл. 3), то обнаружим, что в большинстве случаев наилучшее соответствие продемонстрировало пуассоновское распределение.

Таким образом, учитывая обнаруженную возможность описания эмпирических распределений пуассоновским приближением, мы можем заключить, что образование субмезомасштабных вихревых структур обладает свойствами, известными из теории пуассоновских потоков: диаметр конкретного вихря не зависит ни от количества существующих структурных элементов, ни от их предыстории, ни от состояния порождающих их системы (Покровская, Шарков, 1994).

При анализе данных, представленных в табл. 2 и 3, можно заметить две примечательные тенденции. Во-первых, практически все оценки среднего значения диаметров для отдельных бассейнов – как выборочные, так и аппроксимированные; как

для черных, так и для белых вихрей – возрастают в следующем порядке: Балтийское море–Черное море–Каспийское море. Таким образом, значения характерного размера вихрей для отдельных морей оказались пропорциональными значениям бароклинного радиуса деформации Россби для этих морей, которые оцениваются в 4–10, 15–20 и 17–22 км соответственно (Ginzburg et al., 2000; Osiński et al., 2010; Архипкин и др., 1992).

Во-вторых, для всех бассейнов характерные размеры белых вихрей оказались большими, чем характерный размер черных. Требуются дальнейшие исследования, чтобы выяснить, является ли эта закономерность следствием особенностей визуализации на РЛИ черных и белых вихрей, либо белые вихри действительно отличаются от черных по своим гидродинамическим параметрам.

АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВИХРЕВЫХ СТРУКТУР

Для исследования особенностей пространственного распределения вихревых структур центры всех обнаруженных вихрей были нанесены на обобщенные схемы. При анализе полученных схем были выявлены следующие закономерности.

Балтийское море

Схемы пространственного распределения обнаруженных вихрей в Балтийском море – как об-

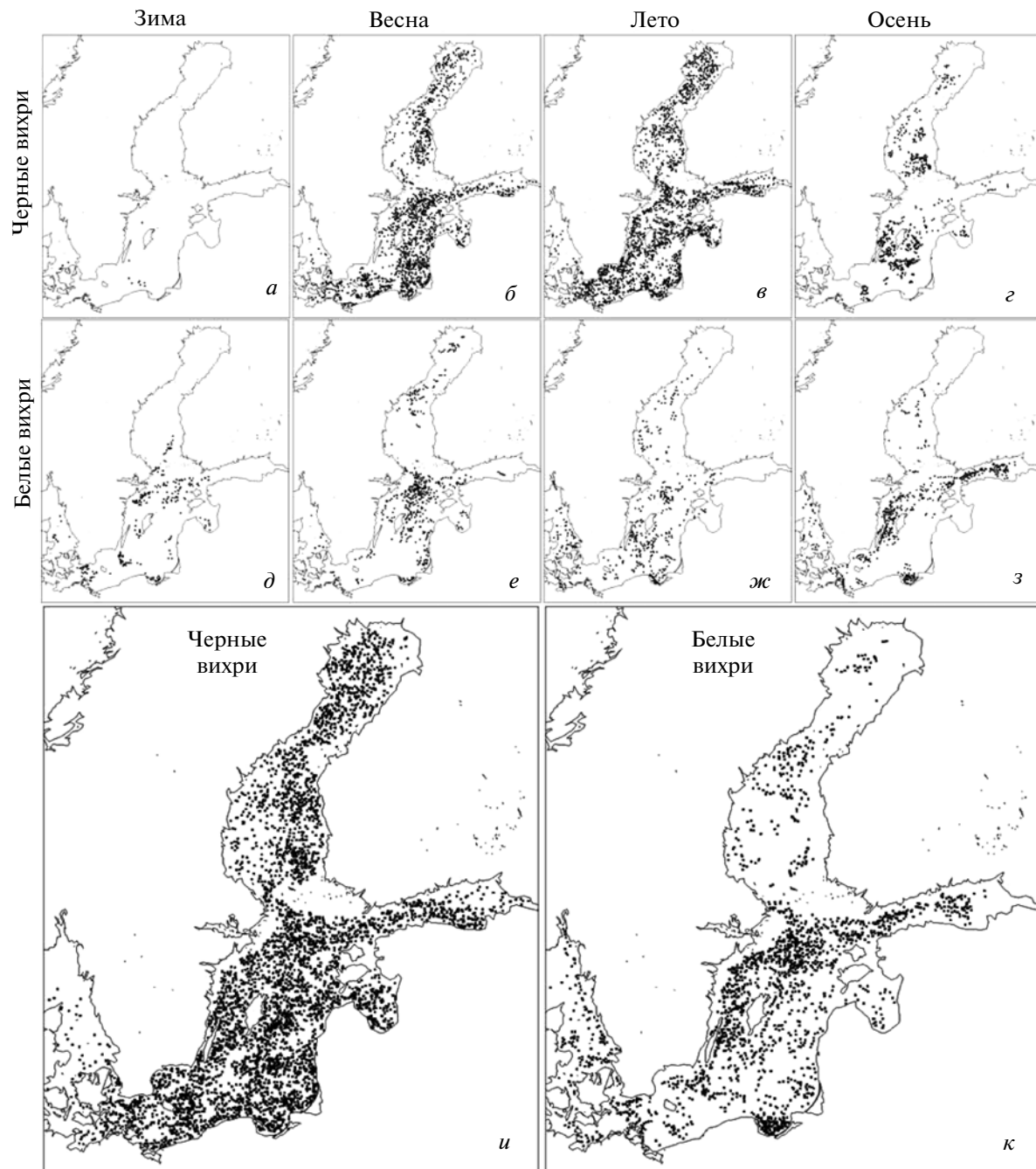


Рис. 6. Пространственное распределение вихрей в Балтийском море: *а–г* — черных; *д–з* — белых, по отдельным сезонам; *и, к* — во всей совокупности.

щие, так и по отдельным сезонам — показаны на рис. 6.

В целом обнаруженные черные вихри распределены по акватории моря достаточно равномерно (рис. 6*и*). При анализе пространственного распределения вихрей в отдельные сезоны можно выделить следующие особенности: в зимний сезон было детектировано всего лишь несколько вихрей к северо-западу от Гданьского залива и в

проливе Каттегат (рис. 6*а*). Весенние и летние черные вихри распределились по акватории достаточно равномерно (рис. 6*б, в*). Осенью черные вихри были сконцентрированы в некоторых отдельных местах: самый обширный наблюдался вокруг о. Готланд, далее следует южная часть Ботнического залива, затем область к юго-востоку от о. Борнхольм, центральная часть Ботнического залива и Рижский залив (рис. 6*г*).

В распределении белых вихрей по акватории Балтийского моря обращает на себя внимание их концентрация по линии ось Финского залива — западное побережье собственно моря — Датские проливы (рис. 6к). Рассмотрим также распределение по отдельным сезонам.

Зимой белые вихри были детектированы в отдельных районах собственно моря (рис. 6д). Самая обширная область их концентрации расположена к северу от о. Готланд — от устья Финского залива до западного берега моря. Далее следуют три менее обширные области: к югу от о. Эланд, в Арконском бассейне и в Гданьском заливе.

В весеннее время белые вихри были сконцентрированы преимущественно в северной половине собственно моря (рис. 6е). Две другие, менее обширные, области их распространения расположены вдоль восточного побережья собственно моря и в проливе, соединяющем северный и южный суббассейны Ботнического залива.

Летом достаточно редкие проявления белых вихрей были расположены более или менее равномерно по всей акватории моря за исключением Финского и Рижского заливов (рис. 6ж).

Осенью белые вихри были сконцентрированы вдоль линии, уже упомянутой выше относительно всех белых вихрей бассейна: ось Финского залива — западное побережье собственно моря — Датские проливы (рис. 6з). Значительное количество белых вихрей также наблюдалось в Гданьском заливе. Дополнительную информацию о проявлении белых вихрей в Гданьском заливе можно найти в (Lavrova et al., 2010).

Черное море

Аналогичные схемы распределения вихрей в Черном море представлены на рис. 7.

В распределении черных вихрей выделяются области повышенной их концентрации в районе северо-западного шельфа и вдоль Анатолийского побережья (рис. 7и). В зимнее время эти вихри наблюдались отдельными группами в центральных районах моря (рис. 7а). Весной область наиболее частого наблюдения черных вихрей располагалась в северо-западной части моря (рис. 7б). Для летнего времени можно выделить три области распространения вихрей: северо-западная шельфовая, у Анатолийского побережья к востоку от пр. Босфор и у Анатолийского побережья, в восточном суббассейне (рис. 7в). Осенью черные вихри располагались преимущественно в южной половине моря (рис. 7г).

Большинство белых вихрей Черного моря было сконцентрировано в достаточно узкой полосе вдоль западного побережья (рис. 7к). Зимой белые вихри наблюдались в различных районах моря — как в прибрежной зоне, так и в открытом мо-

ре (рис. 7д). Весной и летом белые вихри были сконцентрированы преимущественно вдоль западной шельфовой зоны моря (рис. 7е и ж). Осенние белые вихри наблюдались также преимущественно вдоль западного побережья моря, в центральной части западного суббассейна и у Кавказского побережья (рис. 7з).

Таким образом, на примере Черного моря отчетливо прослеживается следующая особенность в пространственном распределении белых вихрей. В весенне-летнее время скорости ветра и дрейфовых течений, достаточные для проявления белых вихрей, по-видимому, отмечаются только вдоль западного побережья моря (где они и были обнаружены). Осенью и, особенно, зимой такие условия могут складываться также и в других районах моря, поэтому область распространения белых вихрей в эти сезоны расширяется сначала на западный суббассейн, а затем и на все море.

Каспийское море

Распределение вихрей в Каспийском море проиллюстрировано рис. 8.

Прежде всего, следует отметить, что в акватории Каспийского моря все наблюдаемые вихри были сконцентрированы в центральной его части, так как южная сравнительно редко покрывалась РЛ-съемками, а в северной, как правило, преобладали неблагоприятные для проявления вихрей условия — ледяной покров и сильный ветер (рис. 8и, к).

За зимний период было обнаружено несколько черных вихревых структур в зал. Кара-Богаз-Гол и буквально единичное количество вихрей в южной части моря (рис. 8а). Весной черные вихри были сосредоточены, во-первых, вдоль западного побережья Среднего Каспия, а во-вторых, по линии от южного побережья Апшеронского п-ова до зал. Кара-Богаз-Гол (рис. 8б). Летом черные вихри были распределены достаточно равномерно по центральной части моря, с некоторым уменьшением концентрации вдоль центральной оси бассейна (рис. 8в). Осенью черные вихри были сосредоточены в трех обширных районах: к юго-западу от Красноводского п-ова, у Казахского залива и у западного побережья у г. Махачкала (рис. 8г).

Белые вихри в Каспийском море были сосредоточены в трех районах: вдоль западного побережья моря, вдоль центральной оси Среднего Каспия и на юго-западе зал. Кара-Богаз-Гол (рис. 8к). В отличие от двух других бассейнов, в Каспийском море в зимнее время года белые вихри практически не были детектированы (рис. 8д). Весной немногочисленные вихри были обнаружены в трех основных районах, уже упомянутых ранее (западное побережье, южная часть Среднего Кас-

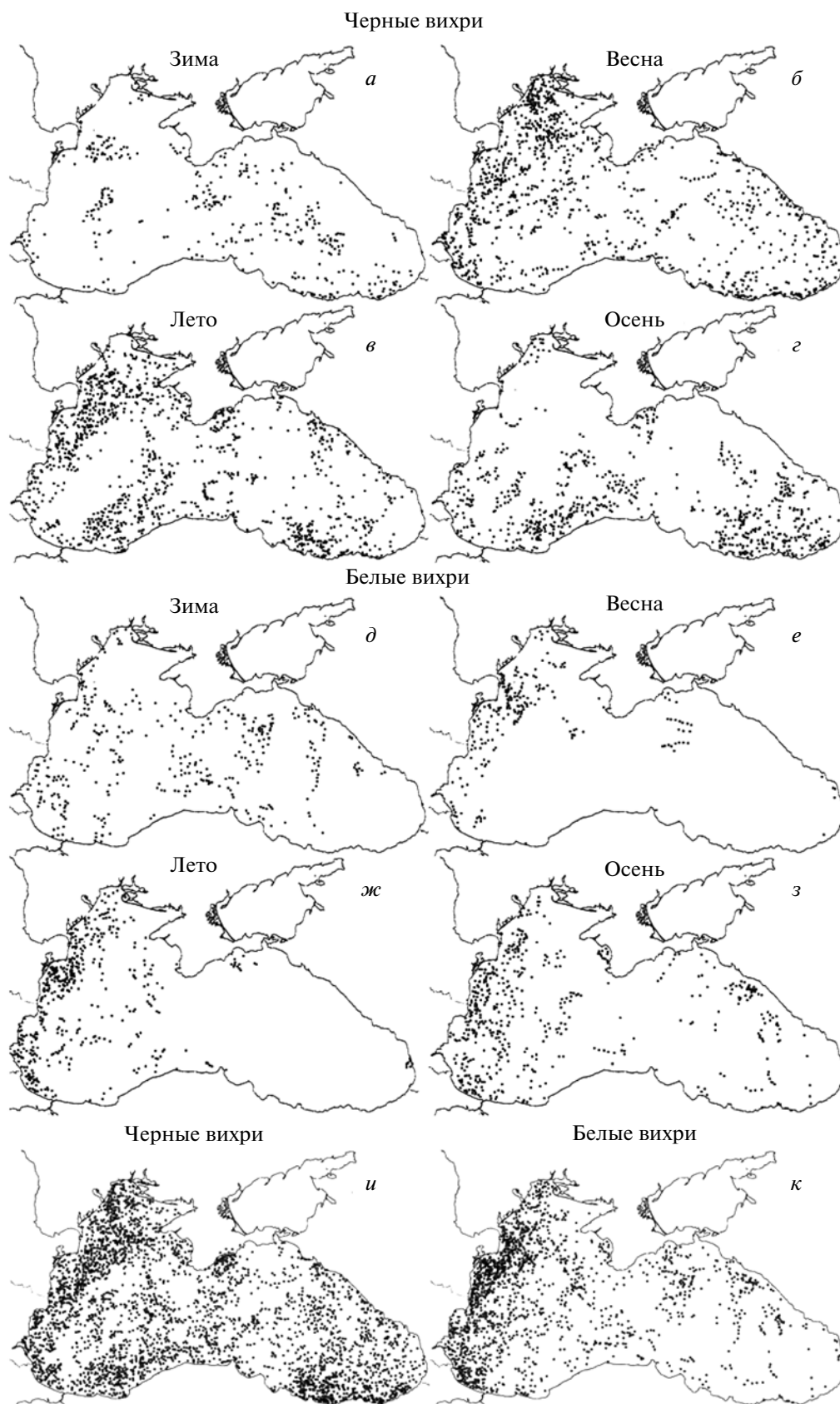


Рис. 7. Пространственное распределение вихрей в Черном море: а–г – черных; д–з – белых, по отдельным сезонам; и, к – во всей совокупности.

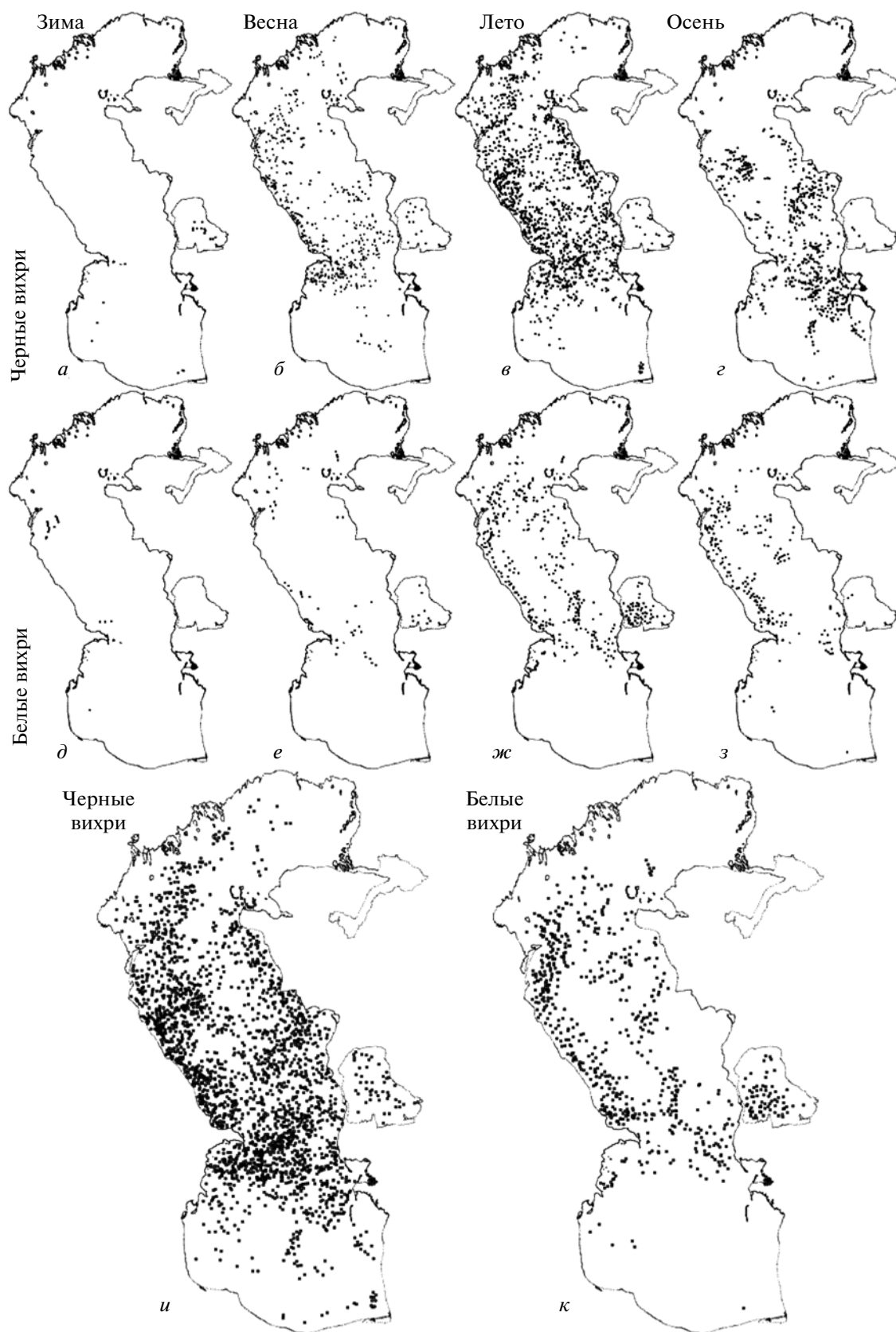


Рис. 8. Пространственное распределение вихрей в Каспийском море: а–г – черных; д–з – белых, по отдельным сезонам; и, к – во всей совокупности.

пия и зал. Кара-Богаз-Гол) (рис. 8е). Летом было обнаружено значительное количество белых вихрей, сосредоточенных в тех же трех основных районах распространения белых вихрей (рис. 8ж). Осенью белые вихри были сосредоточены преимущественно у западного побережья Среднего Каспия (рис. 8з).

Таким образом, можно заключить, что черные вихри могут образовываться повсеместно в рассматриваемых морях и их проявление на РЛИ определяется благоприятными для того условиями: наличием трассеров — поверхностных пленок — и умеренных скоростей ветра. В то же время белые вихри наблюдаются, как правило, в районах с наибольшими скоростями ветра и, следовательно, сильными дрейфовыми течениями, т.е. преимущественно у западных побережий рассматриваемых бассейнов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа более 2000 РЛИ, полученных в 2009–2010 гг., были исследованы характеристики СВС Балтийского, Черного и Каспийского морей. Выявленные в результате проведенного анализа закономерности перечислены ниже.

В целом вихревые структуры были обнаружены на 39% проанализированных изображений. В теплое время года эта доля была увеличена, в холодное — уменьшена. Эта же закономерность касается и среднего количества вихрей на одном изображении.

Наиболее часто вихревые структуры проявляются на РЛИ благодаря сликовому механизму (71% всех случаев), оставшиеся 29% приходятся на сдвигово-волновое взаимодействие. В Балтийском море некоторый (незначительный) вклад вносят также ледовые трассеры.

В соотношении указанных механизмов между собой наблюдается сезонный ход. Так, черные вихри наблюдаются преимущественно в теплую часть года, а белые в значительном количестве были детектированы также в осенне-зимнее время.

Показано, что 98% из примерно 14000 обнаруженных вихревых структур обладали циклоническим вращением.

Для среднего числа вихрей на одном проанализированном изображении для трех исследуемых морей были получены сходные значения, что свидетельствует о сравнимой субмезомасштабной вихревой активности в этих бассейнах.

Для примерно 8500 вихрей был определен их пространственный масштаб. Диаметр обнаруженных вихрей варьировал в пределах от 1 до 75 км, в то время как 99% вихрей имели диаметр в пределах 1–20 км.

Выявленный характеристический размер для черных вихрей во всех морях меньше, чем соот-

ветствующий размер для белых вихрей. Характеристический размер вихрей для каждого из бассейнов пропорционален значению бароклинного радиуса деформации Россби, характерному для этого бассейна.

Подбор аналитической модели распределения диаметров вихрей показал, что наилучшим образом полученные частотные гистограммы аппроксимируются распределением Пуассона. Это позволяет заключить, что образование СВС обладает свойствами, известными из теории пуассоновских потоков: диаметр конкретного вихря не зависит ни от количества существующих структурных элементов, ни от их предыстории, ни от состояния порождающих их системы.

Анализ пространственного распределения вихревых структур выявил, что встречаемость черных вихрей практически не зависит от крупно- и мезомасштабной циркуляции бассейнов. Белые вихри наблюдаются преимущественно в районах с наибольшими скоростями дрейфовых течений, т.е. у западных берегов и в узких и вытянутых участках акваторий (последнее — только для Балтийского моря).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты №10-05-00428-а и №11-07-12025-офи-м) и ФЦП “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” на 2009–2013 гг. Спутниковые РЛИ предоставлены Европейским космическим агентством в рамках проекта С1Р.6342. Автор благодарен В.А. Арефьеву за оказанную помощь при проведении исследований и анонимным рецензентам за ценные замечания при подготовке публикации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипкин В.С., Бондаренко А.Л., Ведев Д.Л., Косарев А.Н. Особенности циркуляции вод у восточного берега Среднего Каспия // Водные ресурсы. 1992. № 6. С. 36–43.
- Гинзбург А.И., Контарь Е.А., Костяной, А.Г., Кривошея В.Г., Соловьев, Д.М., Станичный С.В., Лаптев С.Ю. Система синоптических вихрей над свалом глубин в северо-западной части Черного моря летом 1993 г. (спутниковая и судовая информация) // Океанология. 1998а. Т. 38. № 1. С. 56–63.
- Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Незлин Н.П., Соловьев Д.М., Станичная Р.Р., Станичный С.В. Антициклонические вихри над северо-западным материковым склоном Черного моря и их роль в переносе богатых хлорофиллом шельфовых вод в глубоководный бассейн // Исслед. Земли из космоса. 2000а. № 3. С. 71–81.
- Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Станичный С.В. Эволюция антициклонических вихрей в северо-западной части Черного моря // Исслед. Земли из космоса. 1996. № 4. С. 67–76.
- Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Станичный С.В. Изменчивость вихревой картины в юго-во-

- сточной части Черного моря // Исслед. Земли из космоса. 1998б. № 6. С. 3–15.
- Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Станичный С.В.* Циклонические вихри апвеллингового происхождения у юго-западной оконечности Крыма // Исслед. Земли из космоса. 1998в. № 3. С. 83–88.
- Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Станичный С.В.* Эволюция вихрей и струй в северо-восточной части Черного моря осенью 1997 г. (спутниковые наблюдения) // Исслед. Земли из космоса. 2000б. № 1. С. 3–14.
- Добровольский А.Д., Залогин Б.С.* Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.
- Журбас В.М., Зацепин А.Г., Григорьева Ю.В. и др.* Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрейферным данным // Океанология. 2004. Т. 44. № 1. С. 34–48.
- Каримова С.С.* Вихревые течения в Черном море // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов / Под. ред. Лупяна Е.А., Лавровой О.Ю. Вып. 5. Т. 2. М.: Азбука-2000, 2008. С. 95–101.
- Каримова С.С.* О проявлении вихревых структур на радиолокационных изображениях // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов / Под. ред. Лупяна Е.А., Лавровой О.Ю. Т. 7. № 3. М.: Азбука-2000, 2010. С. 152–160.
- Костяной А.Г., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А., Лаврова О.Ю., Митягина М.И.* Мелкомасштабные вихри Черного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов / Под. ред. Лупяна Е.А., Лавровой О.Ю. Т. 7. № 1. М.: Азбука-2000, 2010. С. 248–259.
- Покровская И.В., Шарков Е.А.* Пуассоновские свойства глобального тропического циклогенеза по спутниковым наблюдениям // Исслед. Земли из космоса. 1994. № 2. С. 24–33.
- Alpers W., Huhnerfuss H.* The damping of ocean waves by surface films: A new look at an old problem // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № C5. P. 6251–6265.
- Andrejev O., Myrberg K., Alenius P., Lundberg P.A.* Mean circulation and water exchange in the Gulf of Finland – a study based on three-dimensional modeling // Boreal Env. Res. 2004. № 9. P. 1–16.
- Dokken S.T., Wahl T.* Observations of spiral eddies along the Norwegian Coast in ERS SAR images. FFI Rapport 96/01463, 1996.
- Espedal H.A., Johannessen O.M., Johannessen J.A., Dano E., Lyzenga D., Knulst J.C.* COASTWATCH'95: A tandem ERS-1/2 SAR detection experiment of natural film on the ocean surface // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 24969–24982.
- Fu L.-L., Holt B.* Seasat views oceans and sea ice with Synthetic Aperture Radar. JPL publication 81-120, February 15, 1982.
- Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Soloviev D.M., Stanichny S.V.* Remotely sensed coastal/deep-basin water exchange processes in the Black Sea surface layer // Satellites, Oceanography and Society / Ed. D. Halpern. Elsevier, 2000. P. 273–287.
- Ivanov A. Yu., Ginzburg A.I.* Oceanic eddies in synthetic aperture radar images // Proc. Indian Academy of Sciences. Earth and Planetary Sci. 2002. V. 111. № 3. P. 281–295.
- Johannessen J.A., Digranes G., Espedal H., Johannessen O.M., Samuel P., Browne D., Vachon, P.* SAR ocean feature catalogue // ESA Publication Division, ESTEC, Noordwijk, Netherlands, 1994. 106 p.
- Johannessen J.A., Kudryavtsev V., Akimov D., Eldevik T., Winther N., Chapron B.* On radar imaging of current features: 2. Mesoscale eddy and current front detection // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. № C07017. doi: 10.1029/2004JC002802.
- Karimova S.S.* Eddy statistics for the Black Sea by visible and infrared remote sensing // Remote Sensing of the Changing Oceans / Ed. Tang D. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. P. 61–76.
- Lavrova O., Karimova S., Mityagina M.* Eddy activity in the Baltic Sea retrieved from satellite SAR and optical data // Proc. Third Int. Workshop SeaSAR 2010. 25–29 January 2010. ESRIN, Frascati, Italy.
- Lehmann A., Hinrichsen H.-H.* On the thermohaline variability of the Baltic Sea // J. Mar. Sys. 2000. V. 25. P. 333–357.
- Leppäranta M., Myrberg K.* Physical oceanography of the Baltic Sea. Germany, Heidelberg: Springer-Verlag, 2009.
- Osiński R., Rak D., Walczowski W., Piechura J.* Baroclinic Rossby radius of deformation in the southern Baltic Sea // Oceanologia. 2010. V. 52. № 3. P. 417–429.
- Poulain, P.-M., Barbanti, R., Motyzev, S., Zatsepin, A.* Statistical description of the Black Sea near-surface circulation using drifters in 1999–2003 // Deep-Sea Research, Part I: Oceanographic Research Paper. V. 52. № 12. December 2005. P. 2250–2274.
- Shipilova L.M.* Eddy formation in the Caspian Sea // Dynamic Earth Environments: Remote Sensing Observations from Shuttle-Mir Missions / Eds. Lulla K.P., Dessinov L.V. N.Y.: John Wiley & Sons, 2000. V. 267, 283. P. 211–219.
- Sur H., Ilyin Y.* Evolution of satellite derived mesoscale thermal patterns in the Black Sea // Progr. Oceanogr. 1997. V. 39. P. 109–151.
- Tuzhilkin, V.S., Kosarev, A.N.* Thermohaline structure and general circulation of the Caspian Sea waters // The Caspian Sea environment / Eds. Kostianoy A.G., Kosarev A.N. Germany: Springer, 2005. P. 33–58.
- Zatsepin A., Ginzburg A., Kostianoy A., Kremenetskiy V., Krivosheya V., Stanichny S., Poulain P.-M.* Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № C8. P. 3246. doi:10.1029/2002JC001390.

Statistical Analysis of Submesoscale Eddies in the Baltic, Black and Caspian Seas Using Satellite SAR Images

S. S. Karimova

Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

Submesoscale eddies in the three inner seas – the Baltic, Black and Caspian – are considered using satellite synthetic aperture radar (SAR) images. Over 2000 medium resolution Envisat ASAR and ERS-2 SAR images were obtained in 2009–2010 in different parts of the seas mentioned. As a result of the analysis performed approx. 14000 vortical structures were detected. 71% of them were visualized due to surfactant films (“black” eddies), while 29% – due to wave/current interactions (“white” eddies). Practically all of eddies detected (98%) were cyclonically rotating. Their diameter was within 1–20 km. Characteristic size of “black” eddies in all the basins was discovered to be less than that of “white” eddies. Characteristic eddy size for the Baltic, Black and Caspian seas proved to be proportional to the baroclinic radius Rossby of deformation typical for these basins. “Black” eddies did not demonstrate significant connection with basin- and mesoscale surface circulation of the seas. Most of “white” eddies detected were attributed to the zones with the most intense drift currents, i.e. those along the western boundaries and – in the Baltic Sea only – in the narrow and elongated parts of the basin.

Keywords: spiral eddies, submesoscale eddies, wave/current interactions, radar images, Envisat ASAR, ERS-2 SAR, Baltic Sea, Black Sea, Caspian Sea

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ ПЛЕНОЧНЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2012 г. О. Ю. Лаврова*, М. И. Митягина

Институт космических исследований Российской академии наук, Москва

**E-mail: olavrova@iki.rssi.ru*

Поступила в редакцию 20.07.2011 г.

В работе обобщаются результаты многолетнего комплексного спутникового мониторинга Черного моря, проводимого с целью выявления загрязнений морской поверхности нефтью и нефтепродуктами, а также проявлений биогенных и антропогенных пленок поверхностно-активных веществ. Проведен совместный анализ разнородных данных, полученных методами дистанционного зондирования (ДЗ) морской поверхности из космоса. Большой объем данных позволил провести обобщения и получить статистически достоверные результаты о пространственных и временных изменениях проявлений пленочных загрязнений различных типов на радиолокационных изображениях морской поверхности. Выявлены районы, подверженные наиболее частому загрязнению нефтепродуктами. Выдвинута гипотеза о наличии связи между поверхностными проявлениями определенного типа пленочных загрязнений и естественными газо- и нефтепроявлениями, грязевым вулканизмом в Черном море. Обсуждаются вопросы повышения надежности интерпретации спутниковых данных.

Ключевые слова: спутниковый мониторинг, спутниковая радиолокация, нефтяное загрязнение морской поверхности, биогенные и антропогенные пленочные загрязнения морской поверхности, метановые сипы, естественные газо- и нефтепроявления

ВВЕДЕНИЕ

На современном этапе исследование океана невозможно представить без использования информации, полученной с помощью приборов дистанционной диагностики, установленных на различных спутниках, специализированных на дистанционном зондировании Земли (ДЗЗ). В последнее время во всем мире запущено большое количество спутников с научной аппаратурой на борту, работающей в разных диапазонах электромагнитного спектра. Огромное количество поступающей со спутников информации используется не только в чисто научных целях, но и для решения многих хозяйственных и природоохранных задач.

Непрерывно возрастает загрязнение нефтепродуктами акваторий российских морей. Это вызвано, прежде всего, увеличением объемов перевозок морским транспортом, в частности, перевозки экспортируемой нефти водным путем, вводом в эксплуатацию новых нефтяных терминалов и морских буровых установок, выносом реками загрязненных вод. Нефтяные загрязнения наносят практически невосполнимый ущерб окружающей среде (Бондур, 2010; Бондур и др., 2006). Они не только оказывают пагубное воздействие на флору и фауну, прежде всего прибрежных районов, нарушая процессы физико-хими-

ко-биологического обмена в системе океан–атмосфера, но и влияют на социальные процессы, нанося непоправимый урон сельскому хозяйству и индустрии туризма, которые несут огромные материальные потери. Своевременное обнаружение и принятие экстренных мер по ликвидации загрязнения может если не предотвратить, то снизить ущерб в десятки раз. Таким образом, назрела жизненно важная необходимость оперативного мониторинга всех российских морей. Вследствие больших размеров акваторий, а зачастую и географической удаленности эта задача может быть решена только методами дистанционного зондирования из космоса.

На заседании Комиссии по модернизации и технологическому развитию экономики России 27 июня 2011 г., на котором обсуждались экологические аспекты модернизации экономики, Президент РФ Дмитрий Медведев назвал несколько перспективных проектов. Первый из них – создание системы мониторинга экологической обстановки из космоса. Он отметил: “... принят в первом чтении законопроект о создании системы экологического мониторинга, в Государственную Думу внесен законопроект о защите морей от нефтяных загрязнений”.

В России примерами хорошо организованных ежедневных оперативных спутниковых монито-

рингов морских акваторий могут служить: оперативный спутниковый мониторинг юго-восточной части Балтийского моря, который проводился с июня 2004 по ноябрь 2005 гг. силами специалистов из шести организаций: Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (г. Москва), Институт космических исследований РАН (ИКИ) (г. Москва), Геофизический центр РАН (г. Москва), Российский научно-исследовательский институт космического приборостроения (г. Москва), Атлантический научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (г. Калининград), Морской гидрофизический институт (г. Севастополь) (Костяной и др., 2006, 2009; Kostianoy et al., 2006), — и оперативный мониторинг состояния и загрязнения морской среды российского сектора Черного и Азовского морей, который проводится с 2003 г. ежегодно с апреля по октябрь под руководством НИЦ “Планета” Росгидромета (Бедрицкий и др., 2007, 2009; Shcherbak et al., 2008). Авторы статьи, работающие в лаборатории Аэрокосмической радиолокации ИКИ РАН, принимали активное участие в проведении обоих мониторингов, обеспечивая получение, обработку, анализ и интерпретацию спутниковых радиолокационных изображений (РЛИ). Накопленные опыт и основные наработки используются в настоящее время при проведении круглогодичного ежедневного оперативного спутникового мониторинга акваторий Черного, Балтийского и Каспийского морей, который осуществляется коллективом лаборатории с начала 2009 г. по сегодняшний день (Лаврова и др., 2010).

В ходе работ по проведению мониторинга накоплен большой объем спутниковой информации. В частности, с февраля 2009 г. по июнь 2011 г. получено, обработано и проанализировано 2760 РЛИ морской поверхности высокого разрешения сенсоров ASAR Envisat и SAR ERS-2. Практически ко всем из них была подобрана сопутствующая информация: данные спутниковых сенсоров видимого и ИК-диапазонов, данные метеостанций. Огромный массив данных потребовал тщательной совместной обработки и осмысления. Большой объем накопленного экспериментального материала обеспечил статистическую достоверность результатов.

Следует отметить, что задачи выявления загрязнения морской среды и исследования динамических процессов, происходящих в этой среде, необходимо решать в тесной взаимосвязи, поскольку попадая в морскую среду, загрязнения становятся частью этой среды и развиваются по тем же законам, по которым развивается и сама морская среда.

В частности, при проведении мониторинга нами выявлены и подвергнуты исследованию внутренние волны в морях без приливов: выявлены

сезонная, межгодовая и пространственная изменчивости их проявлений, сформулированы предположения об источниках их генерации (Лаврова и др., 2008, 2009, 2010).

Еще одной важной задачей, решаемой на основе данных спутникового мониторинга, является исследование мелкомасштабных вихревых структур и их тонкой пространственной структуры за счет сликового механизма проявления на РЛИ (Митягина, Лаврова, 2009; Mityagina et al., 2010). Однако основная задача — задача спутникового контроля состояния и загрязнения морской поверхности. Результатам спутникового мониторинга акватории Черного моря и проблемам, возникающим при решении этой задачи, посвящена настоящая статья.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И СРЕДСТВА ПОЛУЧЕНИЯ ИНФОРМАЦИИ

В ходе выполнения мониторинга состояния и загрязнения морской поверхности Черного моря на основе спутниковых данных выявлялись пленочные загрязнения четырех основных типов, обусловленные:

- сбросами с судов вод, содержащих нефтепродукты;
- выносом сточных и речных вод, содержащих пленочные загрязнения смешанного антропогенного и естественного происхождения;
- грязевым вулканизмом и естественными выходами углеводородов (метановые сипы), которые обнаруживаются в Черном море практически повсеместно;
- повышенной биологической продуктивностью, в том числе с жизненными циклами хлорофилла и активным цветением водорослей.

Успешное решение перечисленных выше задач базировалось на оперативном приеме, обработке и совместном анализе космических изображений в микроволновом, видимом и ИК-диапазонах электромагнитного спектра, полученных с помощью различных приборов дистанционной диагностики, установленных на различных спутниках, специализированных на ДЗЗ.

Основным средством спутникового контроля состояния морской поверхности и оценки степени загрязненности являются радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА), установленные на искусственных спутниках Земли (ИСЗ) ERS-2 и Envisat Европейского космического агентства (ЕКА). Это обусловлено следующими физическими и техническими особенностями РСА:

- возможностью круглосуточной работы благодаря использованию активного зондирования,

причем характеристики изображения от времени суток не зависят;

- возможностью всепогодной съемки, т.к. атмосфера практически прозрачна для используемого РСА микроволнового излучения;

- диэлектрические свойства воды в микроволновом диапазоне однородны, что позволяет считать вариации рассеянного сигнала связанными только с геометрическими параметрами возмущений и тем самым облегчает интерпретацию снимков;

- высоким пространственным разрешением современных космических РСА, позволяющим с необходимой точностью детектировать нефтяные загрязнения даже относительно небольшого размера и оценивать их параметры.

Кроме того, для интерпретации РЛИ привлекались данные сенсоров MODIS ИСЗ Aqua/Terra, MERIS ИСЗ Envisat и AVHRR ИСЗ NOAA видимого и ИК-диапазонов, несущие информацию о полях температуры поверхности моря (ТПМ) и мезомасштабной динамике вод. Дополнительно использовались данные сканирующих радиометров ETM+ ИСЗ Landsat 7 и TM Landsat 5.

Спутниковые данные подвергались следующей обработке:

- координатной привязке РЛИ по навигационным данным, содержащимся в служебной информации к каждому кадру, в результате изображение представляется в координатах долготы-широты;

- подбору гистограммы с целью наилучшего визуального восприятия основных информативных сигнатур на морской поверхности;

- нанесению координатной сетки;

- географической привязке и приведению данных различных приборов дистанционной диагностики, полученных в разных диапазонах зондирования и обладающих различным пространственным разрешением к виду, позволяющему проведение их совместного анализа;

- комплексной обработке и совместному анализу разнородных спутниковых изображений и интеграции результатов обработки спутниковых данных с информацией, полученной из других источников;

- тематической обработке спутниковых данных, включающей в себя интерактивное дешифрирование многозональных спутниковых изображений.

Все полученные РЛ-данные сведены в альбомы, содержащие как сами изображения, так и результаты их дешифровки. Обработанные спутниковые РЛ-данные, полученные над акваторией Черного моря, представлены в Европейской системе океанологических данных SeaDataNet

(<http://www.seadatanet.org>). Подготовка и представление данных осуществляется в рамках международного проекта Upgrade Black Sea Scene (<http://www.blackseascene.net>), участниками которого являются авторы статьи.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ОБНАРУЖЕНИЯ НЕФТЯНЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Основой метода спутникового мониторинга загрязнения морской поверхности является возможность выявления областей морской поверхности, покрытых поверхностными, в том числе нефтяными, пленками (так называемых пленочных сликов), методами спутниковой радиолокации. Наличие поверхностной пленки приводит к понижению интенсивности волно-ветрового взаимодействия и к затуханию резонансной гравитационно-капиллярной компоненты поверхностного волнения. В этом случае на поверхности океана образуются выглаженные области (слики), проявляющиеся на РЛИ как области пониженного рассеяния, которые могут служить индикаторами загрязнения поверхности (Булатов и др., 2003а; Митягина, Чурюмов, 2006; Mityagina, Churumov 2006).

Установлено, что пленки в разливах нефтепродуктов характеризуются сильной неоднородностью по толщине и по степени гашения волн и, в среднем, оказывают меньшее гасящее действие, чем пленки ПАВ (Браво-Животновский и др., 1984; Ермаков и др., 1987; Ермаков, 2010).

В ходе ряда радиолокационных (РЛ) экспериментов (Булатов и др., 2003б) была экспериментально исследована зависимость РЛ-контрастов при наличии на морской поверхности нефтяной пленки от параметров волнения, скорости и направления ветра и состояния приподнятого слоя атмосферы. Определены условия, оптимальные для РЛ-наблюдений загрязнений: скорость ветра — 3–9 м/с, волнение — до 4 баллов, устойчивая стратификация приподнятого слоя атмосферы.

Важнейшим фактором, определяющим возможность достоверного детектирования нефтяных загрязнений морской поверхности на РЛИ, является приповерхностный ветер (Gade, 1996). При скорости ветра, превышающей 9–10 м/с, пленочные загрязнения любой природы — как нефтяные, так и биогенные — не различимы на РЛИ морской поверхности.

В штилевых условиях или при слабых неустойчивых ветрах резонансная составляющая поверхностного волнения может не развиваться, что приводит к ослаблению РЛ-контрастов. На РЛИ морской поверхности, полученных в условиях слабого приповерхностного ветра, присутствует

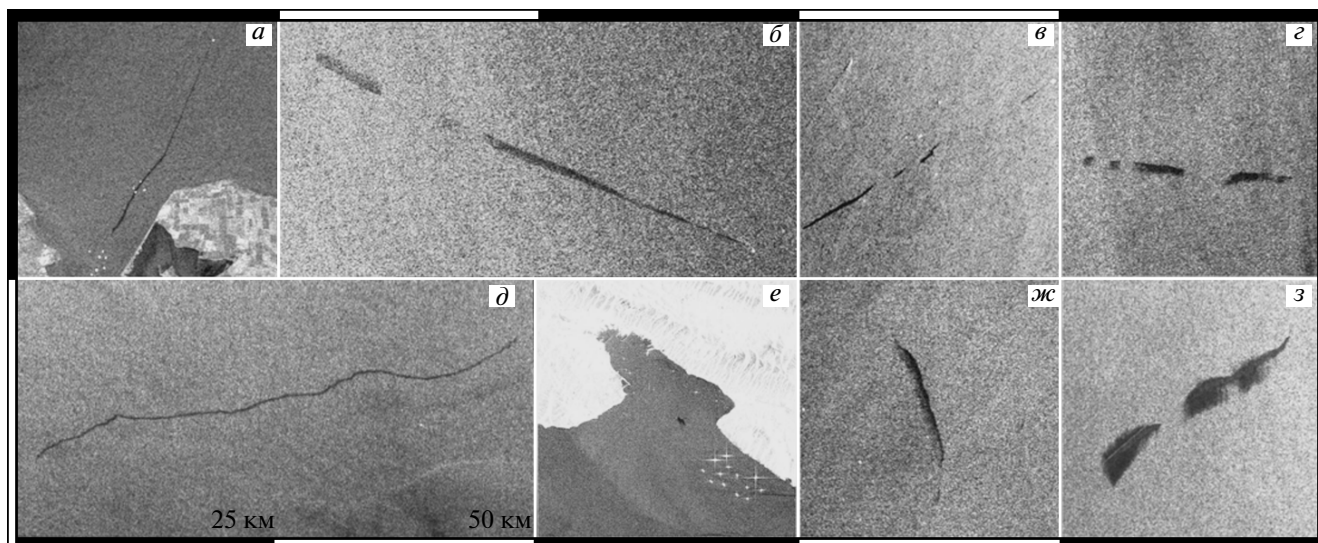


Рис. 1. Нефтяные загрязнения на спутниковых РЛИ акватории Черного моря (© ESA): а – ASAR Envisat 10.06.2008, 19:18 UTC; б – ASAR Envisat 10.06.2008, 19:18 UTC; в – SAR ERS-2 29.08.2009, 08:42 UTC; г – ASAR Envisat 13.02.2009, 19:23 UTC; д – ASAR Envisat 12.07.2009, 08:22 UTC; е – ASAR Envisat 01.08.2007, 07:29 UTC; ж – ASAR Envisat 08.04.2009, 08:07 UTC; з – ASAR Envisat 12.06.2010, 07:53 UTC.

большое количество областей ослабления рассеяния, не относящихся к пленочным загрязнениям, что повышает вероятность “ложной тревоги” при детектировании пятен нефтяных загрязнений по РЛ-данным.

РЛ-образы разливов углеводородов на морской поверхности, естественно, зависят от внешних условий. Контраст между областью разлива и окружающей поверхностью определяется рядом параметров – таких, как скорость ветра, высота волн, количество и тип разлитой нефти. Форма разлива оказывается разной в случаях выброса нефти из стационарного и движущегося объекта.

ПРОЯВЛЕНИЕ НА РЛИ СБРОСОВ НЕФТЕПРОДУКТОВ С СУДОВ

подавляющее большинство антропогенных загрязнений морской поверхности, выявленных в ходе спутникового мониторинга Черного моря, представляют собой утечки и сбросы с судов вод, содержащих нефтепродукты. Катастрофические разливы нефтепродуктов, прежде всего, при авариях танкеров, происходят довольно редко, и, как правило, не остаются без внимания прессы и общественности. Гораздо чаще загрязнение поверхности моря происходит при рутинных операциях на судах. В открытом море причинами сбросов являются эксплуатационные сливы, утечки, повреждения судового оборудования, аварии и др. В ожидании загрузки танкеры зачастую промывают свои танки. Таким образом, основными источниками загрязнений, поступающих с судов, являются

сбросы промывочные, балластные, а также льяльные воды из помещений грузовых насосов.

Одним из главных характерных признаков, помогающих выявить нефтяное пятно на РЛИ, является его геометрическая форма. С этой точки зрения, сбросы с кораблей можно условно разделить на два класса – сбросы с судов во время их движения и сбросы с неподвижных судов. В обоих случаях на РЛИ пятна выглядят “инородными телами” на фоне общей структуры изображения.

При сбросе с судна в движении пятно нефтепродуктов, в отсутствие сильного ветра и волнения, проявляется на РЛИ в виде узкой полосы понижения сигнала, повторяющей маршрут движения корабля. Чаще всего это узкая прямая полоса или полоса с изломом. Если сброс происходил во время РЛ-съемки или непосредственно перед ней, то полоса сужается в сторону более свежей ее части, и, как правило, удается идентифицировать и судно-виновника сброса. Суда могут сбрасывать воды, содержащие нефтепродукты, на протяжении нескольких десятков километров своего пути. На рис. 1а, б приведены примеры РЛ-образов “идеальных” свежих сбросов. Изображение, приведенное на рис. 1а, получено районе Керченского пролива в условиях слабого ветра и небольшого волнения, а изображение, приведенное на рис. 1б – в центральной части Черного моря в условиях умеренного ветра и развитого волнения. Сужение полос к северо-востоку (СВ) и юго-востоку (ЮВ) соответственно, свидетельствует о том, что суда, сбрасывающие нефтепродукты, движутся в этих направлениях. Яркие точки на СВ и ЮВ концах полос показывают текущее по-

ложение судов. В первом случае полоса загрязнений тянется на 21 км, во втором — на 45 км.

Нередко суда производят многократные сбросы загрязненных вод в движении. Два таких примера представлены на рис. 1в, г. На рис. 1в выделяется четкий прерывистый след протяженностью около 30 км. Заканчивается он яркой точкой, отмечающей положение движущегося судна. Разлив происходил незадолго до момента РЛ-съемки, растекание пленки еще в самом начале — полоса сужена по направлению к судну и имеет высокий контраст по отношению к окружающей поверхности. Гораздо большей степенью отличается прерывистая полоса протяженностью 21.5 км, представленная на рис. 1г. Этот разлив произошел за несколько часов до съемки, и судно-виновника выявить невозможно. Очевидно, сброс осуществлялся в несколько этапов, общая площадь загрязнений на момент РЛ-съемки составляет порядка 8.2 км².

Усложнение гидрометеорологических условий — усиление приводного ветра, развитие волнения — затрудняет распознавание нефтяных пленок. На примере, показанном на рис. 1д, виден достаточно свежий разлив, длиной около 70 км с движущегося судна в западной части Черного моря недалеко от м. Калиакра. Форма полосы исказилась вследствие воздействия локальных течений и приповерхностного ветра, сужение в сторону более свежей части разлива определить не так легко. Выявить судно, с которого произошел сброс, не представляется возможным, а, кроме того, нельзя однозначно указать на судно-виновника разлива. Осложняющим фактором в данном случае является неустойчивая стратификация пограничного слоя море—атмосфера, дающая неровный, ячеистый фон на изображении.

При сбросе с неподвижного судна, в отсутствие ветра и волнения, растекание нефти происходит более или менее равномерно во все стороны, поэтому пятно принимает округлую форму. Однако наличие ветра и волнения может оказать существенное влияние на структуру пятна (пример приведен на рис. 1е — зафиксирован сброс с неподвижного судна в Цемесской бухте, общая площадь загрязнения 0.6 км²). В некоторых случаях пятно может вытянуться в линию так, как будто сброс произошел с движущегося судна.

Ветер существенно влияет на внутреннюю структуру нефтяного разлива как напрямую, так и опосредованно. Под непосредственным воздействием ветра пленка нефти перемещается, а нефть аккумулируется на подветренной стороне пятна. Кроме того, приповерхностный ветер возбуждает динамические процессы в верхнем слое воды.

Наиболее распространенный из таких процессов — циркуляция Ленгмюра, представляющая собой вытянутые по ветру вихри перемежающихся направлений. Движение воды в вихрях происходит в плоскости, перпендикулярной направлению скорости ветра. Тем самым на поверхности моря возникают перемежающиеся зоны дивергенции и конвергенции. В последних и концентрируется нефть. Пятно приобретает характерный вид “гребенки”. Примеры такой трансформации полосы сброса с движущегося судна приведены на рис. 1ж, з. Общая площадь загрязнения составила 8 и 28 км² соответственно.

Наши многолетние наблюдения показали, что незаконные сбросы с судов настолько распространены, что в совокупности могут нанести сложившимся экосистемам морей даже больший ущерб, чем отдельные катастрофические разливы нефти.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА

Авторы статьи имеют более чем десятилетний опыт работ по спутниковому мониторингу Черного моря, включающий в себя три этапа:

- с 1999 по 2005 гг. (в летний период) проводились спутниковые РЛ-наблюдения прибрежной зоны Черного моря в районе Новороссийск—Геленджик (Булатов и др., 2003а; Литовченко и др., 2006);

- в 2006–2007 гг. (с апреля по октябрь) совместно со специалистами из НИЦ “Планета” Росгидромета и Института океанологии РАН проводились работы по спутниковому мониторингу загрязнений (береговых, судовых и биогенных) водной среды российского сектора Азово-Черноморского бассейна. В ходе выполнения этих работ применялась технология спутникового мониторинга состояния и загрязнения водной среды по данным микроволнового, видимого и ИК-диапазонов (Lavrova et al., 2006; Бедрицкий и др., 2007, 2009);

- с начала 2009 г. по сей день проводится круглогодичный спутниковый многосенсорный мониторинг всей акватории Черного моря.

Систематизация спутниковых данных по загрязнению СВ части Черного моря нефтепродуктами, сброшенными с проходящих судов, позволила выявить районы наиболее частого сброса вдоль судоходных трасс в п. Новороссийск и п. Туапсе, а также на подходе к нефтяному терминалу м. Железный Рог и в районе Керченского пролива.

На рис. 2 представлена обобщенная карта-схема значительных нефтяных загрязнений СВ части Черного моря (российский сектор), составленная на основе дешифрирования данных спутниковой радиолокации высокого разрешения, получен-

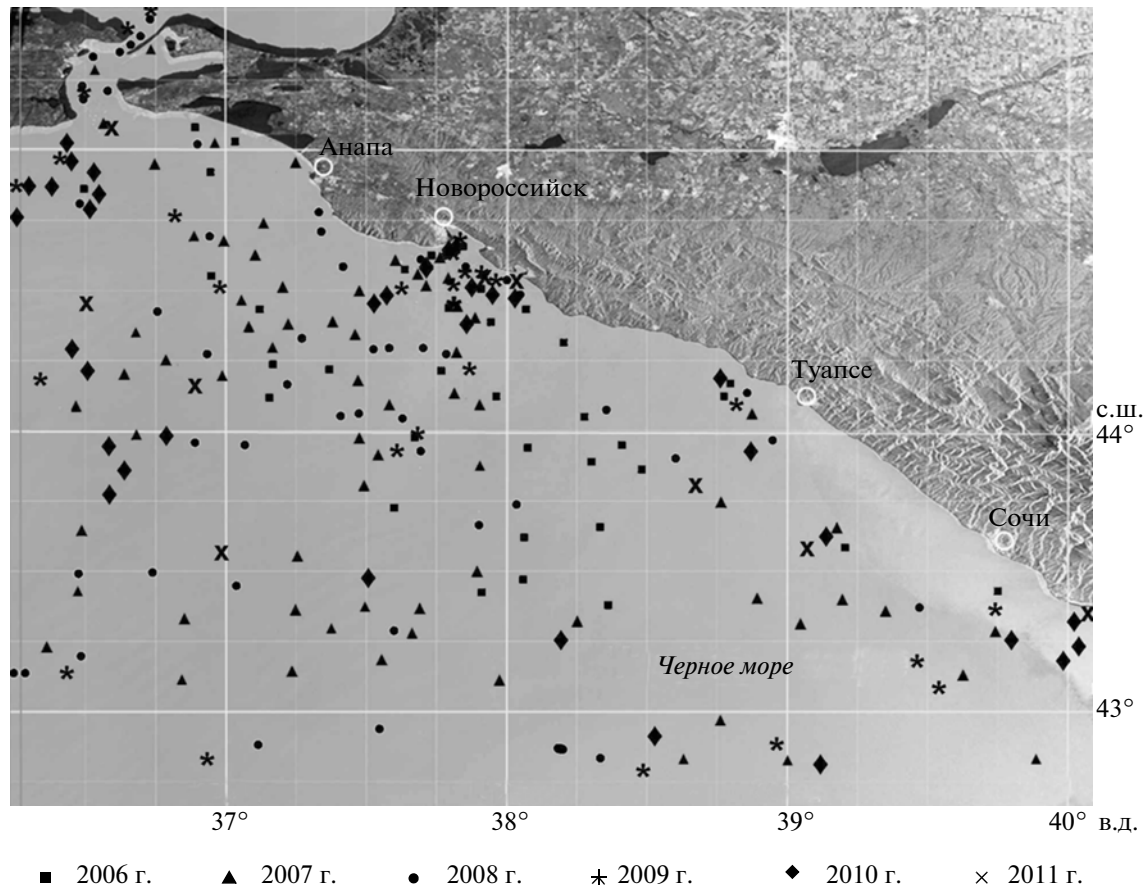


Рис. 2. Обобщенная карта-схема значительных нефтяных загрязнений российского сектора Черного моря, составленная на основе дешифрирования данных спутниковой радиолокации высокого разрешения, полученных в период с 2006 г. по июнь 2011 г.

ных в период с 2006 г. по июнь 2011 г. За пять лет спутниковых наблюдений в российском секторе Черноморского бассейна выявлено более 300 случаев загрязнений морской поверхности нефтепродуктами в результате судовых сбросов. Индивидуальная площадь пятен варьировалась в пределах от 0,1 до 30 км². Совокупная площадь загрязнений, содержащих нефтепродукты, составила более 800 км².

Обобщение результатов круглогодичного спутникового мониторинга всей акватории Черного моря позволила сделать следующие заключения. Как и следовало ожидать, сбросы с судов концентрируются вдоль основных судоходных трасс Стамбул–Новороссийск, Стамбул–Одесса и Стамбул–Туапсе. Кроме того, большое количество сбросов происходит вблизи крупных портов Болгарии, Турции, Румынии и Украины, а также там, где функционируют нефтеналивные терминалы. В российской части Черного моря по-прежнему наибольшему загрязнению подвергается акватория в районе порта Новороссийск и Черноморское предпроливье Керченского пролива.

К сожалению, география выявленных загрязнений не ограничивается отмеченными выше зонами повышенной концентрации, а охватывает практически всю акваторию моря.

Обобщенная карта-схема нефтяных загрязнений всей акватории Черного моря, составленная на основе дешифрирования данных спутниковой радиолокации за 2009 г., представлена на рис. 3.

Всего за 2009 г. на спутниковых РЛИ акватории Черного моря было выявлено 293 загрязнения морской поверхности, связанных с нелегальными сбросами с судов вод, содержащих нефтепродукты. Из них 224 пятна зарегистрировано в западной и центральной частях моря. В восточной части – 69 пятен. Такая большая разница в количестве выявленных загрязнений обусловлена следующими причинами: во-первых, наличием большего количества РЛИ, полученных над западной и центральной частями Черного моря, и, во-вторых, более активным судоходством в этих районах.

На картах, представленных на рис. 2 и 3, обозначены только те пятна, которые, безусловно,

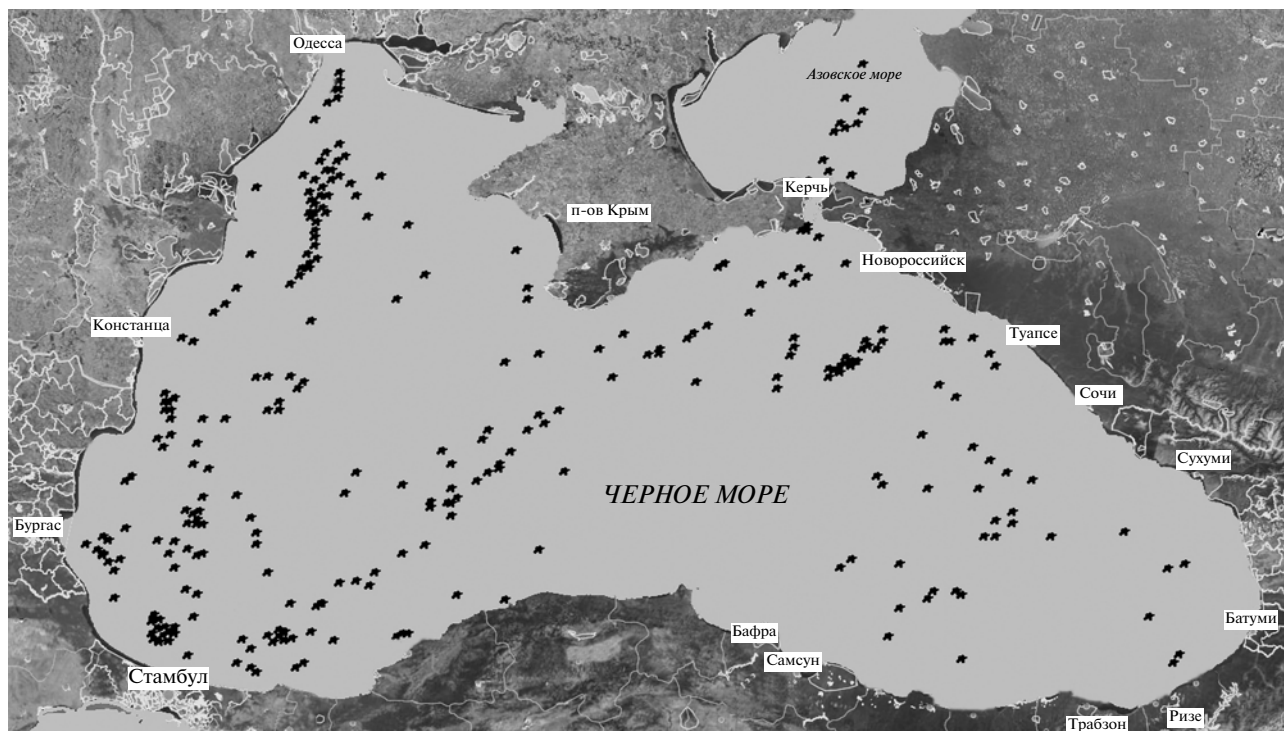


Рис. 3. Обобщенная карта-схема нефтяных загрязнений поверхности Черного моря, составленная на основе дешифрирования спутниковых данных в 2009 г.

могут быть отнесены к загрязнениям морской поверхности углеводородами, содержащимися в судовых сбросах.

Необходимо подчеркнуть, что при проведении мониторинга антропогенных загрязнений, особенно при выявлении несанкционированных сбросов с судов вод, содержащих нефтепродукты, возникает сложность дискриминации РЛ-образов антропогенных и естественных биогенных пленок. Зачастую, если длинный темный след наблюдается на РЛИ практически сразу за кораблем, которому на РЛ-снимках соответствует яркая белая точка, то не обладающий достаточным опытом интерпретатор, как правило, однозначно идентифицирует этот темный след как сброс с судна загрязненных вод. Однако следует отметить, что при активном цветении фитопланктона темный след может быть никак не связан с антропогенным загрязнением. Этому можно дать следующее объяснение. Образованию на морской поверхности органической пленки, состоящей из микроводорослей фитопланктона, способствует известный механизм извлечения из воды различных веществ с помощью мелких пузырьков воздуха — флотация (Скворцов и др., 2010). При движении судов и при обрушении волн образуется большое число воздушных пузырьков различных размеров. Крупные пузырьки всплывают быстро, а основная масса, с размерами менее 1 мм, всплы-

вает со скоростью 1–10 см/с. Для крупнотоннажных судов с осадкой 10–15 м время всплытия может составлять 20–25 и более минут. Поэтому, как показывают примеры, приведенные в работе (Скворцов и др., 2010), пленочный след за кораблем проявляется на поверхности моря примерно через 25 мин после прохождения судна и восстановления поверхностного ветрового волнения.

При соприкосновении воздушного пузырька с гидрофобной частью клетки фитопланктона пленка воды стягивается силами поверхностного натяжения, и происходит присоединение клетки фитопланктона к пузырьку. Далее клетка всплывает вместе с пузырьком, и после разрушения последнего остается в пограничном слое воды. Такой процесс увеличения концентрации клеток фитопланктона должен приводить к изменению электрофизических параметров приповерхностного слоя, что в свою очередь должно изменять характеристики отраженных сигналов в микроволновом диапазоне. При большом количестве мелких (менее 1 мм) медленно всплывающих пузырьков на морской поверхности будет образовываться пленка из планктона и продуктов его жизнедеятельности, достаточная для заметного гашения гравитационно-капиллярных волн и образования выглаженных полос — сликов. Пример подобного проявления на РЛ-снимках темных длинных следов за кораблями, не связанных со сбросом содер-

жащих нефтепродукты вод, приведен на рис. 4а. РЛИ получено над западной частью Черного моря вблизи дельты Дуная, где воды отличаются повышенным содержанием хлорофилла и взвесей.

Еще одним примером следов за кораблями, не связанных со сбросом содержащих нефтепродукты вод, которые часто детектируются на РЛИ, являются так называемые кильватерные следы за движущимися надводными судами. Кильватерные следы отличаются хорошо узнаваемой структурой, которая подчиняется закону расширения и включает в себя центральную часть, и V-образные “усы”. Область пониженного рассеяния в кильватерном следе, присутствующая на РЛИ, соответствует зоне турбулентной струи, в которой воздействие турбулентности, порожденной винтами судна, приводит к “выглаживанию” ветрового волнения и образованию сликов, различимых на РЛИ. V-образные структуры обусловлены волнами Кельвина, их отображение на РЛИ зависит от условий съемки, в частности, от взаимного расположения азимутального угла съемки и направления движения корабля, его размера, формы и скорости (Reed, Milgram, 2002).

Примеры хорошо различных кильватерных следов за движущимися наземными судами на РЛ- и оптическом изображениях приведены на рис. 4б, в.

РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННЫХ ПЛЕНОЧНЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ НА МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Задача распознавания нефтяных пятен на РЛИ существенно усложняется тем, что эти пятна, особенно при слабом ветре, нелегко отличить от проявлений других явлений и объектов, которые принято называть “подобиями” пятен (Espedal, Johannessen, 2000).

Среди РЛ-подобий нефтяных пятен можно назвать органические пленки, некоторые типы льда (“сало”), области, затененные сушей (ветровая тень), области локального ослабления приповерхностного ветра, гидрологические фронты, поверхностные проявления океанических внутренних гравитационных волн, дождевые ячейки, зоны апвеллинга. Все перечисленные выше процессы и явления приводят к перестройке спектра поверхностного волнения, ослабляя резонансную рябь, и проявляются на РЛИ в виде областей пониженного рассеяния, которые могут быть ошибочно интерпретированы как нефтяные загрязнения. Более подробно этот вопрос освещен в работах (Иванов, 2007; Brekke, Solberg, 2005). При проведении мониторинга загрязнения морской поверхности одной из наиболее сложных задач является задача дискриминации поверхностных пленок антропогенного и естественного

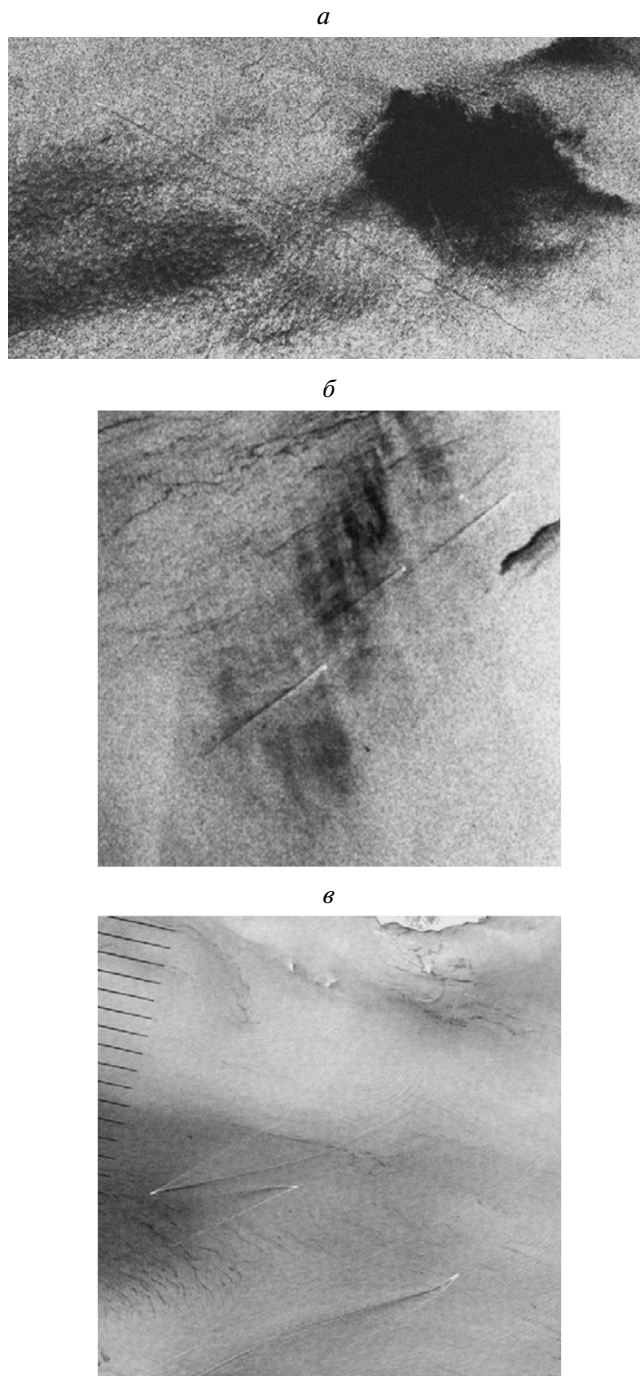


Рис. 4. Примеры следов за кораблями: а — фрагмент (5 × 25 км) Envisat ASAR изображения пленочных следов за кораблями, 17.08.2010, 19:34 UTC. Длина следа достигает 50 км; б — фрагмент (25 × 25 км) Envisat ASAR изображения кильватерных следов, 23.05.2009, 07:54 UTC. Длина следов 8–10 км; в — фрагмент цветосинтезированного изображения (каналы 3, 2, 1) сенсора ETM+ ИСЗ Landsat 7, 06.06.2009, 08:04 UTC. Отчетливо выделяются кильватерные следы длиной 9–10 км.

(биогенного и минерального) происхождения (Митягина, Лаврова, 2007).

На основании опыта проведения спутникового мониторинга различных морей (Костяной и др.

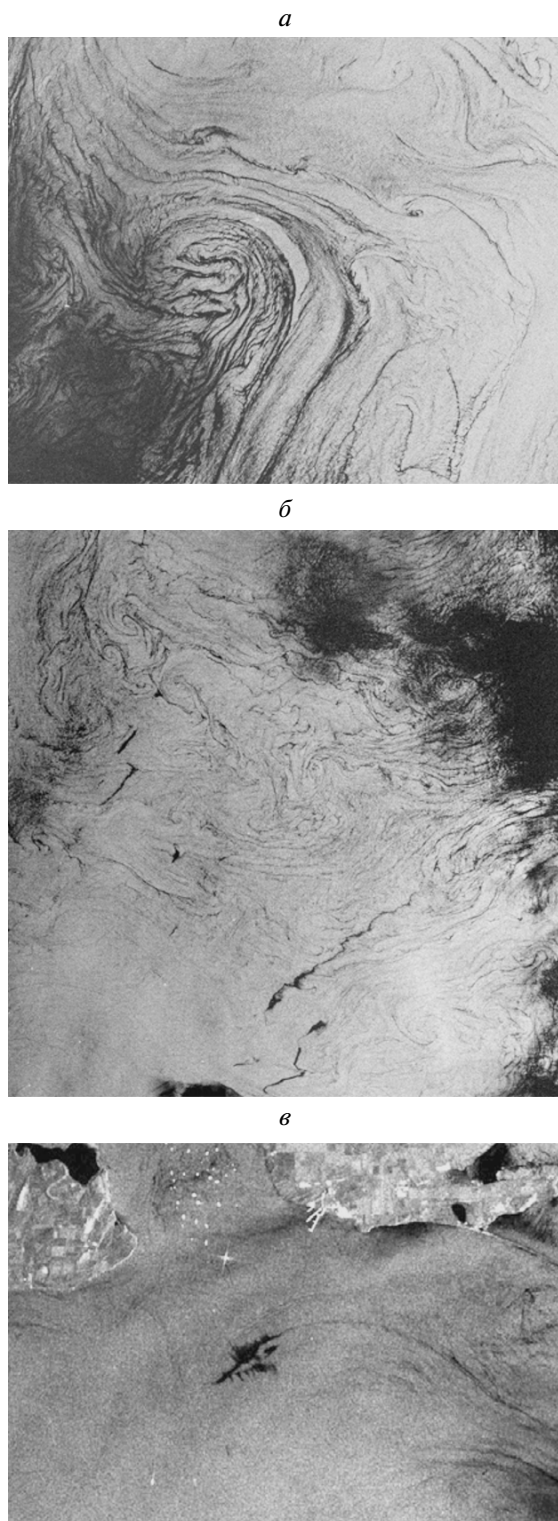


Рис. 5. Примеры сликовых образований, связанных с активным цветением фитопланктона: *а* — фрагмент ASAR Envisat изображения (46×38 км), 30.08.2009, 07:43 UTC с разрешением в точке 12.5 м в северо-восточной части Черного моря; *б* — фрагмент ASAR Envisat изображения (102×104 км), 24.04.2011, 08:11 UTC с разрешением в точке 75 м в южной части Черного моря; *в* — фрагмент ASAR Envisat изображения (55×38 км), 08.06.2009, 07:50 UTC с разрешением в точке 75 м в северо-восточной части Черного моря.

2009; Лаврова и др., 2010) можно утверждать, что для акватории Черного моря задача дискриминации пленочных загрязнений морской поверхности существенно осложняется не только присутствием интенсивного цветения фитопланктона, отличающегося сложной пространственно-временной изменчивостью, но и наличием активного грязевого вулканизма и естественных выходов углеводородов (метановые сипы), которые обнаруживаются в Черном море практически повсеместно (Иванов и др., 1989; Круглякова и др., 2009; Егоров и др., 2011).

Обобщение результатов многолетних спутниковых наблюдений показало, что на поверхности Черного моря регулярно наблюдается большое количество сликовых образований, внешне схожих со сбросами вод, содержащих нефтепродукты, с судов, но имеющих ряд отличительных особенностей. К числу этих особенностей следует отнести большие размеры, своеобразную геометрическую форму, а также наличие сезонной и пространственной изменчивостей их проявления. На рис. 5 приводятся примеры РЛ-образов подобных структур, идентифицированных в различных районах Черного моря, обусловленных биогенными пленками. Биогенные пленки — результат жизнедеятельности морских организмов и растений, главным образом фито- и зоопланктона, а также бактерий. Они образуются в море при сложных биохимических реакциях в процессе жизнедеятельности и разложения морских организмов, и не могут считаться загрязнениями в прямом смысле слова. Подобные биогенные пленки чувствительны к взаимодействию с поверхностными течениями и принимают геометрическую форму, отвечающую локальной структуре циркуляции. Органические пленки сохраняются в море при слабых ветрах в течение продолжительного времени и начинают разрушаться, когда скорость ветра превышает $6\text{--}7$ м/с. После прекращения действия сильного ветра органические вещества снова выносятся на поверхность и образуют слики. Крупные скопления фитопланктона в Черном море наблюдаются в периоды его “цветения”; в конце весны начала лета — первый пик и осенью — второй пик, при этом на поверхности моря образуются органические пленки, зачастую покрывающие большую площадь морской поверхности. Проблема дискриминации нефтяных загрязнений и биогенных пленок на морской поверхности является темой отдельного исследования, выходящего за рамки данной публикации (Gade et al., 1996; Gade, 2006; Митягина, Лаврова, 2007).

Что касается множественных темных пятен, различных на рис. 6, то не исключена вероятность, что они имеют иное происхождение. Подобные сликовые образования с определенной

регулярностью проявляются в одних и тех же районах, в частности, на Керченско-Таманском шельфе, на Болгарском шельфе, в глубоководной части к ЮВ от Крымского полуострова и на грузинском континентальном склоне. Согласно опубликованным результатам серий натурных экспериментов, проводившихся с 1993 г. по настоящее время, в Черном море обнаружены струйные газовыделения и холодные метановые сипы по периметру свала глубин и в глубоководной части (Круглякова и др., 2009), а также районы локализации глубоководных грязевых вулканов (Иванов и др., 1989). На рис. 7 приведена обобщенная карта-схема различных видов газопоявлений (газовые выходы, грязевые вулканы), составленная по литературным данным (Круглякова и др., 2009; Егоров и др., 2011).

Районами наиболее интенсивных проявлений разгрузки углеводородных газов из недр в толщу воды являются:

- шельф Болгарии;
- шельф Украины в северной и СЗ частях Черного моря;
- Керченско-Таманский шельф;
- шельф России по всей площади Сочи-Адлерской депрессии;
- грузинский шельф и континентальный склон;
- турецкий шельф в прибрежной зоне восточных Понтид в районе Ризе;
- глубоководная часть. Свыше 60-ти грязевых вулканов задокументировано к настоящему времени в центральной части Черного моря и в прогубе Сорокина на глубинах свыше 1500 м (Шнюков, Клещенко, 2001).

Географическое распределение пленочных загрязнений, подобных представленным на рис. 6, отличающихся постоянством места их проявления, соотносится с географическим распределением мест локализации естественных проявлений углеводородов в Черном море. Понятие естественных проявлений углеводородов в данном случае включает в себя грязевый вулканизм, естественные газо- и нефтепроявления, газогидраты.

В связи с возросшим в последние годы интересом к исследованиям струйных газовыделений, экспедиционные работы в грузинском секторе Черного моря ведутся с 1993 г., начиная с 42-го рейса научно-исследовательского судна (НИС) “Профессор Водяницкий” (июнь 1993 г.). Впоследствии в этом районе экспедиционные работы выполнялись регулярно, в том числе: рейс 46 НИС “Профессор Водяницкий” (август 1994 г.); рейсы германских судов “Посейдон” (рейс 317, октябрь–ноябрь 2004 г.) и “Метеор” (рейс 72, март–апрель 2007 г., рейс 84, март 2011 г.); рейс 26 российского НИС “Профессор Логачев” (июнь

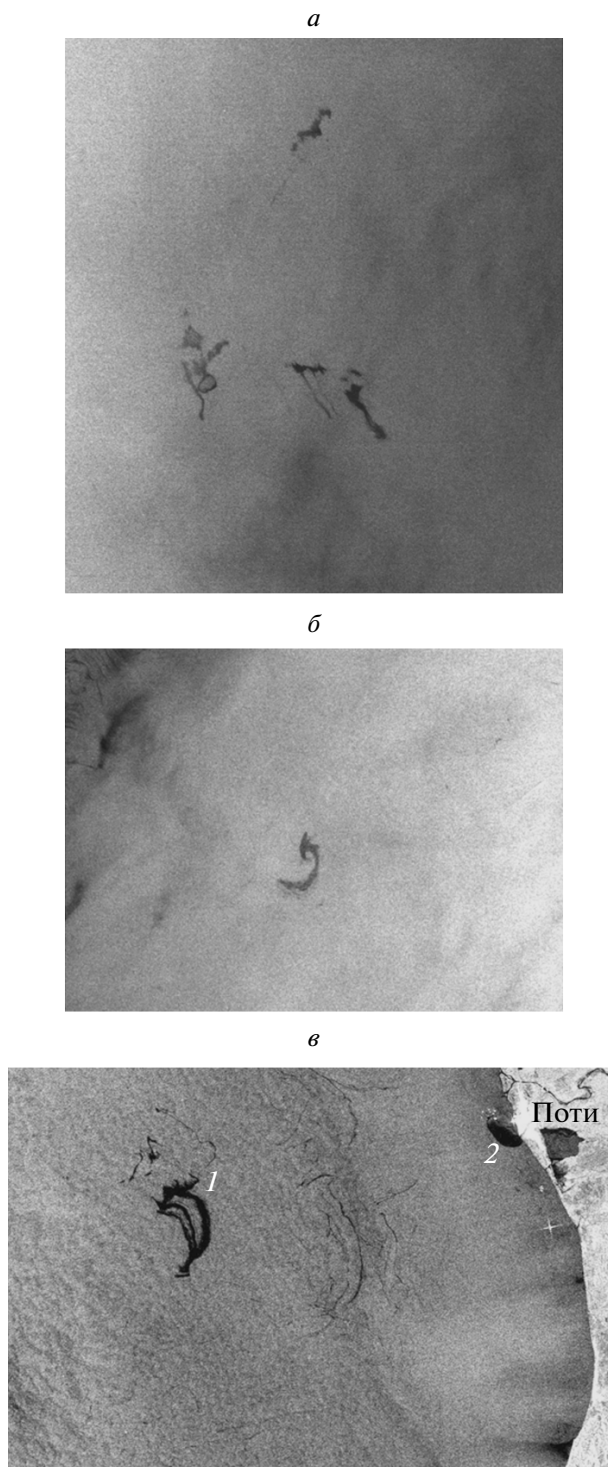


Рис. 6. Примеры сликовых образований, связанных с естественными выходами углеводородов: *а* – фрагмент ASAR Envisat изображения (79×88 км), 09.06.11 в 19:43 UTC в западной части Черного моря; *б* – фрагмент ASAR Envisat изображения (70×50 км), 07.02.2009, 07:54 UTC в глубоководной части Черного моря южнее Крыма; *в* – фрагмент ASAR Envisat изображения (83×55 км), 11.01.2011, 19:02 UTC в восточной части Черного моря. 1 – пленочные загрязнения, связанные с естественными выходами углеводородов; 2 – антропогенные загрязнения. Все представленные на рисунке РЛИ получены с разрешением в точке 75 м.

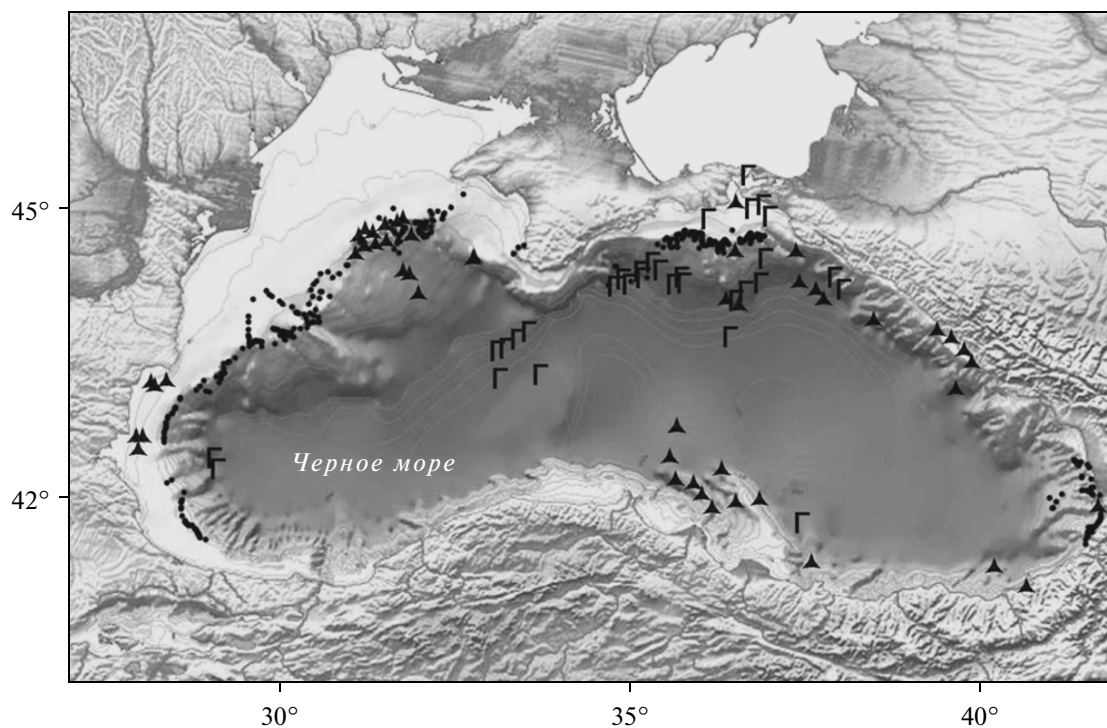


Рис. 7. Карта-схема распределения газовыделений в Черном море. Точки — задокументированные метановые выделения. Черные треугольники — выходы нефти и газа на поверхность. Г — грязевые вулканы.

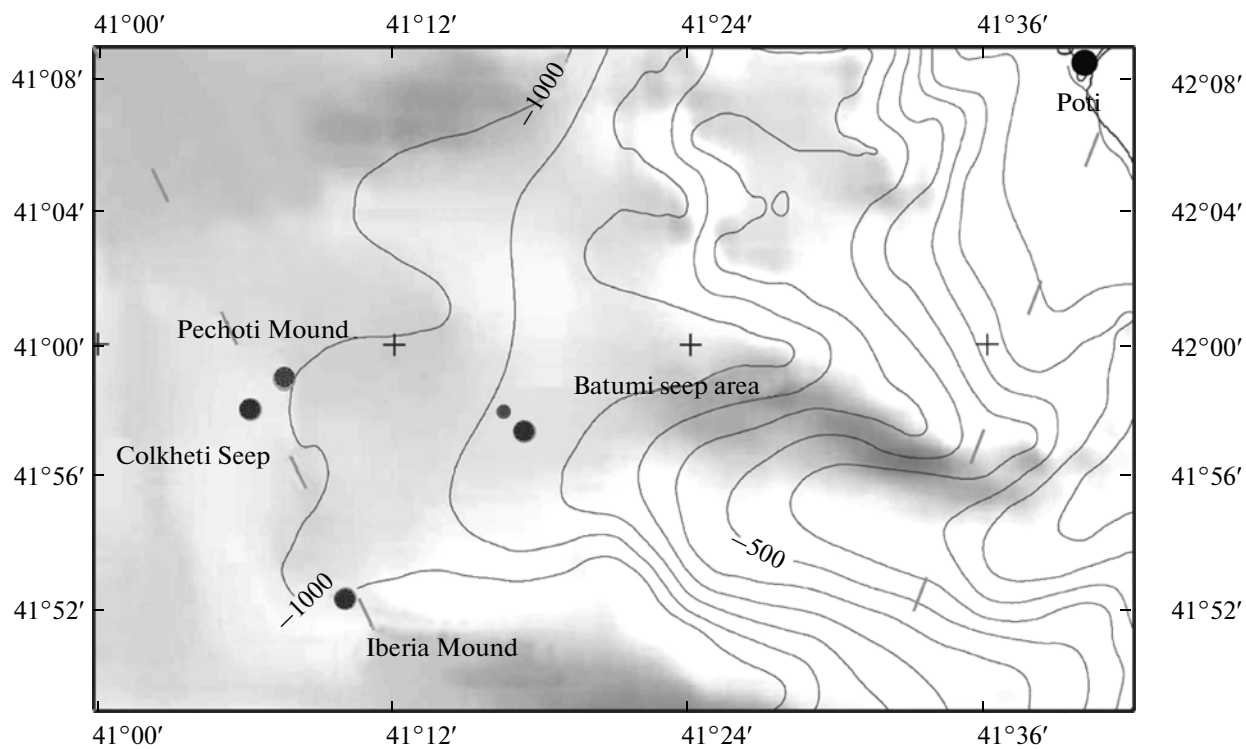


Рис. 8. Батиметрическая карта морского дна в грузинском секторе Черного моря с нанесенными на нее исследованными метановыми сипами (Reitz et al., 2011).

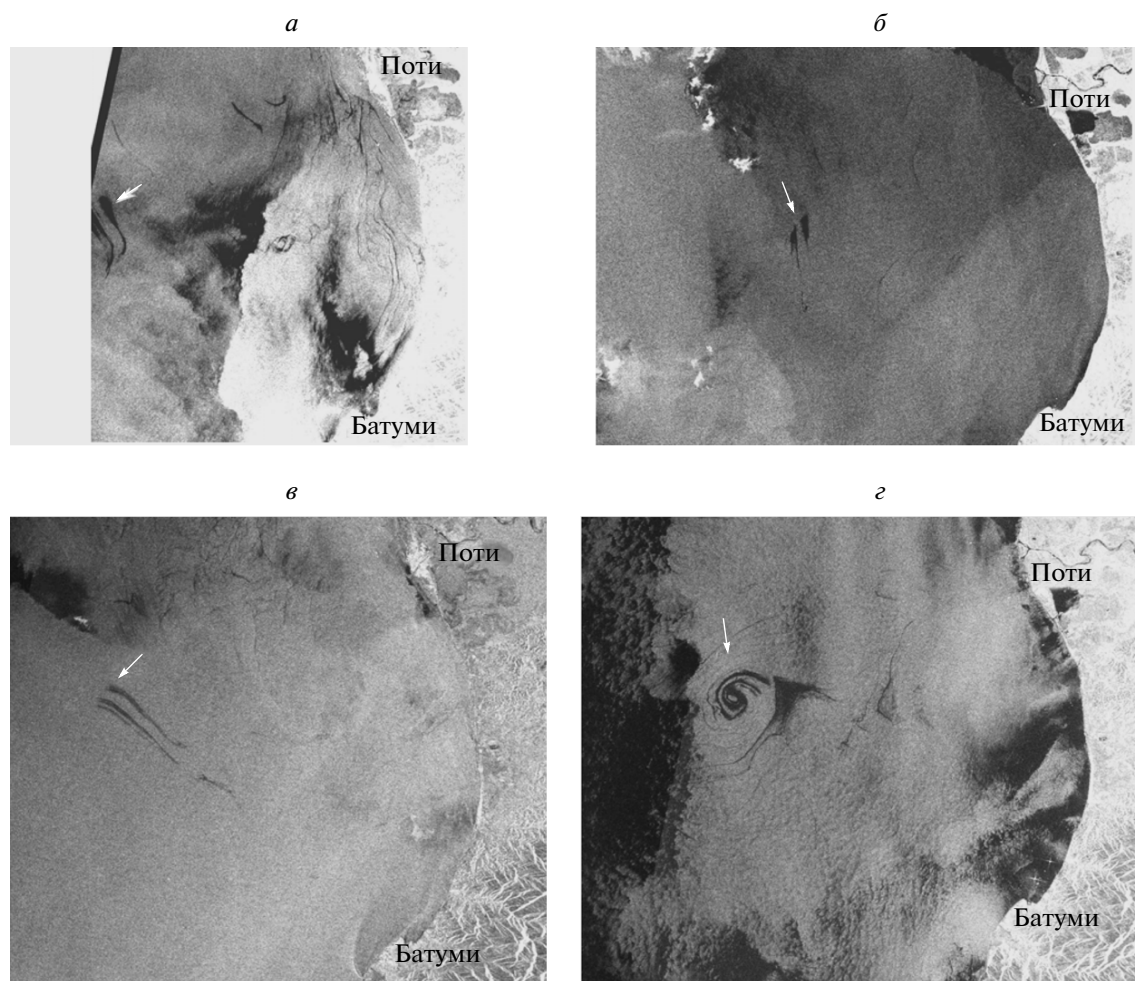


Рис. 9. Пример проявлений сликовых структур в районе метановых сипов над акваторией грузинского континентального склона (отмечены стрелочкой). Фрагменты ASAR Envisat изображений, полученных на VV-поляризации с разрешением в точке 75 м: а – 16.06.2010, 07:28 UTC; б – 14.07.2010, 19:03 UTC; в – 05.06.2011, 07:34 UTC; г – 06.01.2011, 07:32 UTC.

2005 г.). (Егоров и др., 2011; Wagner-Friedrich, 2007). Детектирование газовых факелов производилось преимущественно акустическими методами.

Согласно опубликованным данным, в грузинском секторе Черного моря было выявлено 565 выходов струйного газа, расположенных на глубинах 14–1120 м. При этом наибольшая частота встречаемости сипов наблюдалась в приустьевых участках шельфа рек Чорохи, Кинтриши, Натанеби, Супса, Риони и Ингури. Кроме того, значительное количество выходов газовых струй было обнаружено на глубинах 850–1200 м (рис. 7).

Своеобразной природной лабораторией стал относительно небольшой участок акватории площадью около 20 км² в районе грузинского континентального склона, где на дне расположены четыре холодных метановых сипа (рис. 8). Акустические исследования, сопровождаемые детальными геохимическими анализами, заборами проб грун-

та, определением состава газогидратов и выделяющихся газов, проводились здесь в июне 2005 г. как часть учебной и исследовательской программы ЮНЕСКО, в марте–апреле 2007 г. и в марте 2011 г. в рамках германского проекта METRO (Methane and methane hydrates within the Black Sea). Проведенные во время экспедиционных работ на грузинском континентальном склоне (Егоров и др., 2011; Wagner-Friedrich, 2007) исследования показали, что глубоководные сипы в грузинских водах представляют собой весьма уникальный для Черного моря тип струйных газовыделений, в которых метан сосуществует одновременно в свободной форме и в виде газогидратов. Отличительной чертой этих сипов является присутствие следов нефти в донных газогидратах. На поверхности моря в районах обнаружения этих сипов были замечены нефтяные пятна природного происхождения. Наиболее вероятной причиной возникновения

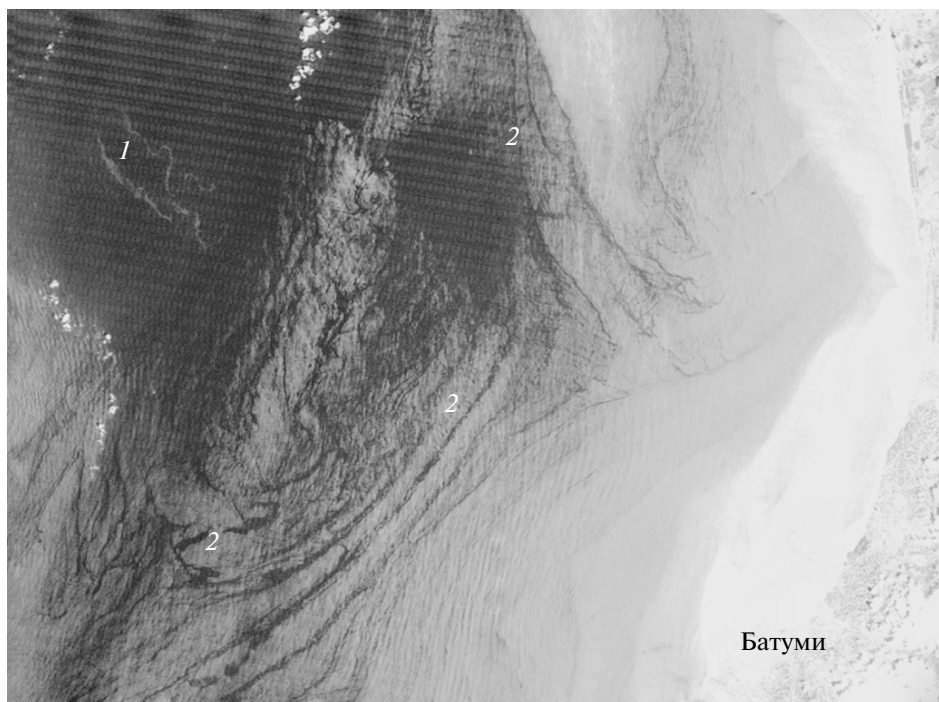


Рис. 10. Фрагмент цветосинтезированного изображения (каналы 3, 2, 1) сенсора ТМ ИСЗ Landsat 5, 01.07.2011. 1 — слики в районе метановых сипов, обусловленные нефтесодержащими поверхностными пленками, 2 — слики, обусловленные биогенными поверхностными пленками.

этих сипов является своеобразие геологического строения ЮВ окраины Черного моря, характеризующейся наличием диапировых складок с ядрами протекания, в которых образуются пути миграции веществ, в том числе углеводородов, из геологических структур глубокого залегания к разрывам верхних слоев донных осадков (Туголесов и др., 1985; Klauske et al., 2005).

Обладая большим объемом исходных спутниковых данных, авторы статьи проанализировали все РЛИ акватории Черного моря в районе грузинского шельфа и континентального склона, полученные за период январь 2009 г.—июль 2011 г., с целью обнаружения на них характерных сликовых структур, которые могли быть обусловлены процессами струйных газовыделений со дна. Всего за этот период было получено 73 РЛИ района интереса. На 46 изображениях были идентифицированы сликовые структуры, локализованные в данном районе (рис. 8).

На рис. 9 приведены наиболее характерные примеры пленочных загрязнений, детектированных на РЛИ морской поверхности в этом районе. В зависимости от гидрометеорологических условий форма слика изменяется: поверхностная пленка либо вытягивается вдоль направления приповерхностного ветра (см. рис. 9а–9в), либо вовлекается в вихревые движения воды (рис. 9г). В большинстве случаев пленочные загрязнения в

этом районе проявляются в виде нитевидных сликов, схожих по своей структуре с проявлениями биогенных пленок. Для решения вопроса о принадлежности детектированных в этом районе пленочных загрязнений морской поверхности к нефтесодержащим или биогенным пленкам были проанализированы спутниковые изображения в различных диапазонах электромагнитного спектра. В частности, был проведен совместный анализ РЛ-данных ASAR Envisat и данных оптического диапазона сенсоров ТМ Landsat 5 и ETM+ Landsat 7. В данных оптического диапазона нефтесодержащие слики и слики, обусловленные биогенными пленками, проявляются различным образом, поскольку различные типы пленок, присутствующие на морской поверхности, по-разному изменяют ее отражательные свойства (Мироненко, Станичный, 1999; Ермаков, 2010). На цветосинтезированных изображениях (композиция каналов 3, 2 и 1) ТМ Landsat 5 и ETM+ Landsat 7 нефтесодержащие слики имеют большую яркость по сравнению с биогенными пленками и проявляются как светлые образования (см. рис. 10).

В большинстве случаев и на РЛ-, и на оптических изображениях слики присутствуют в виде “парных” структур (см. рис. 9, 10). Сопоставляя места локализации сликов, выявленных на спутниковых изображениях, и места локализации метановых сипов, можно прийти к заключению, что природа этой парности обусловлена тем, что сли-

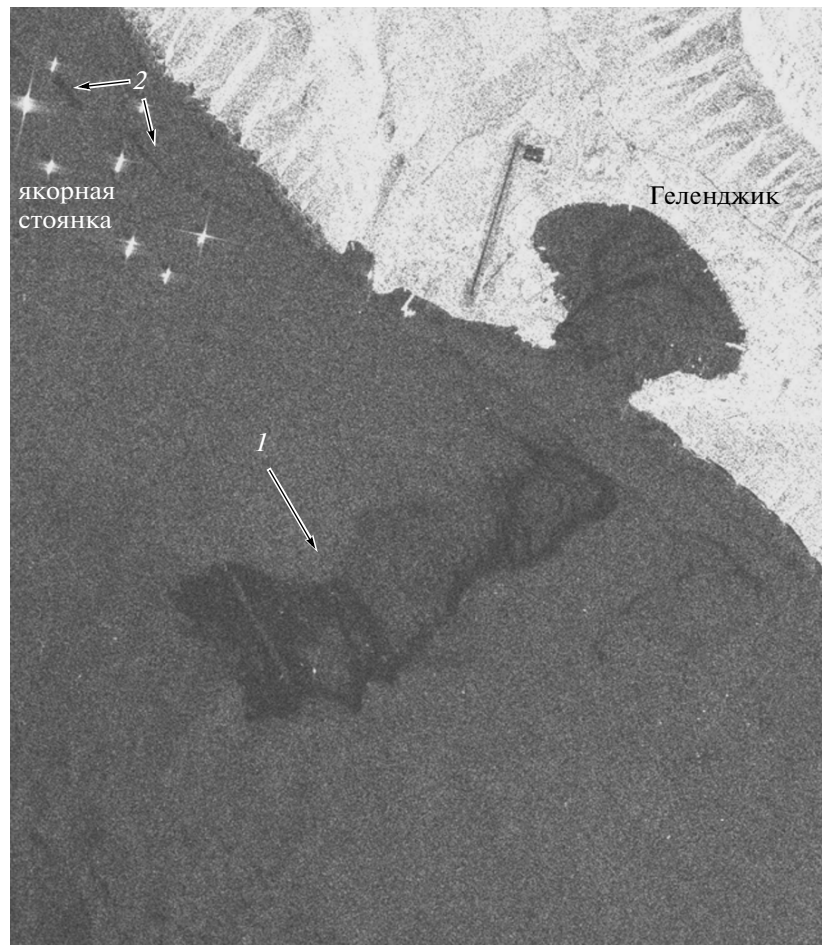


Рис. 11. Утечка сточных вод из глубоководного выпуска г. Геленджик у Толстого мыса (1) и сброс технологических вод с судов, находящихся на якорной стоянке Дооб (2). Фрагмент ASAR Envisat изображения (16 × 18 км), 29.09.2010, 07:29 UTC с разрешением в точке 12.5 м (© ESA).

ковые структуры соответствуют естественным проявлениям углеводородов из двух близко расположенных метановых сипов, а именно, сипа “Колхети” (Colkheti Seep) и купола Печори (Pechoru Mound) на морском дне (см. рис. 8).

В этом районе традиционно детектируется большое количество пленочных загрязнений морской поверхности, как антропогенных, обусловленных активным судоходством и промышленной деятельностью в районе, так и биогенных. Велика вероятность того, что естественные проявления углеводородов на РЛИ могут быть интерпретированы как судовые сбросы. Поэтому, при проведении рутинного мониторинга для понижения вероятности “ложной тревоги” рекомендуется сопоставлять спутниковые изображения с картой возможных источников регулярных загрязнений (глубоководный сброс сточных вод, нефтяные терминалы, устья рек, подводные грязевые вулканы и т.д.).

В последние годы во всем мире возник большой интерес к возможности дистанционного об-

наружения нефтяных и газовых месторождений по их проявлениям на морской поверхности, и опубликовано значительное количество статей, посвященных этой проблеме. Независимые исследования различных авторов подтверждают, что объем и постоянство просачивания не имеют никакого отношения к размеру месторождений, из которых они протекают. Кроме того, поскольку нормы утечек из нефтенасыщенных пород, по крайней мере, на несколько порядков меньше, чем утечки из ловушек, очень маловероятно, что пленки, размер которых разрешим на спутниковых РЛИ, могут происходить из нефтематеринских пластов (Williams, Lawtence, 2002; Subhobroto, Kalyan, 2006).

Таким образом, можно утверждать, что упомянутые выше сликовые структуры, детектированные на спутниковых изображениях морской поверхности, являются поверхностными проявлениями естественных выходов углеводородов, но не могут служить индикаторами наличия в этом районе нефтематеринских пластов. В связи со всем сказанным

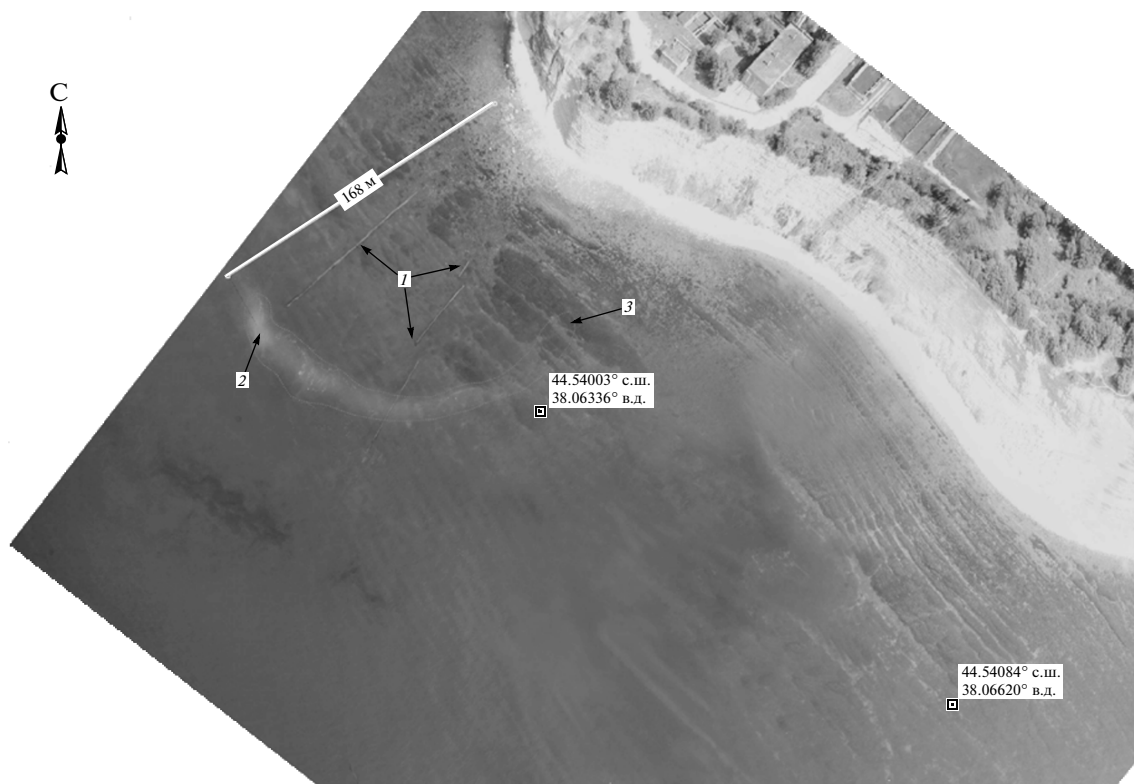


Рис. 12. Утечка сточных вод из трубопроводов глубоководного выпуска в районе г. Геленджик: 1 — трассы глубоководных выпусков; 2 — место утечки; 3 — зона загрязнения (3360 м²). Снимок сделан с борта вертолета СЦГМС ЧАМ 24.08.2003 г. © СЦГМС ЧАМ.

выше вызывают некоторое недоумение появившиеся в сети Internet (http://www.scanex.ru/ru/news/News_Preview.asp?id=n95225234) оценки объемов истечения нефти со дна моря в этом районе, которые представляются, в лучшем случае, многократно завышенными, а, возможно, и просто недостоверными.

АНТРОПОГЕННЫЕ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПРИБРЕЖНЫХ АКВАТОРИЙ

От всех описанных выше загрязнений следует отличать еще один вид загрязнения. Большой вклад в загрязнение прибрежной зоны вносят отслужившие свой срок очистные сооружения, построенные на Черноморском побережье. Во всем мире мониторингу экологической ситуации вокруг глубоководных стоков уделяется очень большое внимание (Бондур, Гребенюк, 2001). В российской части Черного моря основными зонами риска являются районы, прилегающие к городам Новороссийск, Геленджик, Туапсе и Сочи, а также места якорных стоянок, где сбрасываются в море технологические воды и фекально-бытовые отходы.

Давно вызывает серьезное беспокойство система очистки сточных вод и трубопровод глубо-

ководного выпуска в районе г. Геленджик. В настоящее время Геленджик является крупнейшим в России после Сочи рекреационным центром на берегу Черного моря, но городские очистные коммуникации не рассчитаны на все возрастающий наплыв туристов. Уже сегодня, по некоторым данным, объем сброса с очистных сооружений почти вдвое превышает их проектную мощность. По проекту сброс сточных вод с городских очистных сооружений в море должен производиться по глубоководному выпуску, оголовок которого расположен в районе Толстого мыса южнее Геленджикской бухты на расстоянии 2095 м от берега на глубине около 30 м. Однако уже много лет глубоководный выпуск имеет серьезные повреждения, и часть очищенных сточных вод сбрасывается в прибрежной полосе. Проверкой, проведенной сотрудниками Азово-Черноморской межрайонной природоохранной прокуратуры и Росприроднадзора в мае 2010 г., было установлено, что один из глубоководных выпусков сточных вод в районе Толстого мыса Геленджикской бухты разорвался в 300 м от берега, из-за чего фекальные и хозяйственные стоки под огромным давлением хлестали во все стороны, заливая береговую линию и пляжи. К сожалению, такая ситуация повторяется регулярно. В частности на РЛИ от

29.09.2010 (рис. 11) хорошо видна обширная темная область, отмеченная цифрой 1, подвергшаяся загрязнению. Для примера на рис. 12 приведен снимок, сделанный с вертолета специалистами ГУ “Специализированный центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Черного и Азовского морей” (СЦГМС ЧАМ) Росгидромета в г. Сочи (Отчет о результатах..., 2005), на котором отчетливо виден как сам разрушенный глубоководный выпуск, так и область загрязнений. Подобная ситуация, к сожалению, характерна не только для района г. Геленджик, но наблюдается и на всем побережье Черного моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье изложен практический опыт проведения комплексного спутникового мониторинга Черного моря. Этим морем мы занимались больше и дольше всего и получили ряд важных результатов как в научном плане, так и в плане организации и проведении спутникового мониторинга.

Как показал проведенный мониторинг, остро назрела необходимость внедрения систем оперативного спутникового контроля загрязнения акваторий, которые позволят устанавливать источники загрязнения, производить количественную оценку объемов загрязнений и создавать прогноз их распространения. После принятия соответствующих законодательных актов, результаты космических измерений могут быть признаны в качестве доказательств экологической экспертизы. В связи с этим важное значение имеет степень достоверности интерпретации спутниковых данных в целях извлечения информации об антропогенном загрязнении морской поверхности. Одной из целей нашей статьи является привлечение внимания специалистов в области ДЗЗ из космоса к этому вопросу.

Следует отметить, что задача дискриминации поверхностных пленок естественного и антропогенного происхождения еще далека от окончательного решения. На основании накопленного нами опыта, можно утверждать, что для повышения надежности извлечения необходимой информации из данных РЛ-зондирования рекомендуется:

- привлекать для совместного анализа данные, получаемые разными сенсорами с разных спутников в оптическом и ИК-диапазонах;
- в целях помощи оператору в дешифровке РЛИ создать каталог наиболее часто встречающихся в районе интереса явлений и соответствующих им РЛ-образов;
- составить “паспорт” местности, включающий описание характерных процессов и явлений в прибрежной зоне в зависимости от времени года, гидрометеорологических условий, времени

суток, направлений течений для понижения вероятности ложной тревоги. Сопоставлять спутниковые изображения с картой возможных источников регулярных загрязнений (глубоководный сброс сточных вод, нефтяные терминалы, устья рек, подводные грязевые вулканы и т.д.).

Работа выполняется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 10-05-00428-а, 11-07-12025-офи-м-2011, 11-05-12047-офи-м-2011). Спутниковые РЛ-данные предоставлены ЕКА в рамках проектов С1Р.6342, С1Р.5004, АОВЕ 2775 и С1Р.1027. Авторы благодарят сотрудников ИКИ РАН Т.Ю. Бочарову и С.С. Каримову за помощь в обработке спутниковых РЛ-данных. Отдельную благодарность авторы статьи выражают академику НАНУ директору МГИ НАНУ (г. Севастополь) В.А. Иванову и сотруднику ИО РАН им. П.П. Ширшова к.ф.-м.н. А.Ю. Иванову за привлечение нашего внимания к задаче спутникового наблюдения естественных проявлений углеводородов в Черном море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авилов В.И., Авилова С.Л.* Проявление флюидных потоков со дна в глубоководной части Черного моря // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 4. С. 522–525.
- Авилов В.И., Авилова С.Д.* Оценка генезиса углеводородов подводных вулканов, газогидратов, газовых факелов Черного моря по газобиогеохимическим показателям // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2007. № 2. С. 67–85.
- Бедрицкий А.И., Асмус В.В., Кровотынцев В.А., Лаврова О.Ю., Островский А.Г.* Спутниковый мониторинг загрязнения российского сектора Черного и Азовского морей в 2003–2007 гг. // Метеорология и гидрология. 2007. № 11. С. 5–13.
- Бедрицкий А.И., Асмус В.В., Кровотынцев В.А., Лаврова О.Ю., Островский А.Г.* Космический мониторинг загрязнения российского сектора Азово-Черноморского бассейна в 2008 г. // Метеорология и гидрология. 2009. № 3. С. 5–19.
- Бондур В.Г.* Аэрокосмические методы и технологии мониторинга нефтегазовых территорий и объектов нефтегазового комплекса // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 6. С. 3–17.
- Бондур В.Г., Гребенюк Ю.В.* Дистанционная индикация антропогенных воздействий на морскую среду, вызванных заглубленными стоками: моделирование, эксперименты // Исслед. Земли из космоса. 2001. № 6. С. 49–67.
- Бондур В.Г., Килер Р.Н., Старченков С.А., Рыбакова Н.И.* Мониторинг загрязнений прибрежных акваторий океана с использованием многоспектральных спутниковых изображений высокого пространственного разрешения // Исслед. Земли из космоса. 2006. № 6. С. 42–49.
- Браво-Животновский Д.М., Долин Л.С., Ермаков С.А., Зуйкова Э.М., Лучинин А.Г., Титов В.И.* Эффект усиления дециметровых ветровых волн в зоне нефтяного слика // ДАН СССР. 1984. Т. 276. № 5. С. 1243–1246.

- Булатов М.Г., Кравцов Ю.А., Лаврова О.Ю., Литовченко К.Ц., Митягина М.И., Раев М.Д., Сабинин К.Д., Трохимовский Ю.Г., Чурюмов А.Н., Шуган И.В. Физические механизмы формирования аэрокосмических радиолокационных изображений океана // УФН. 2003а. Т. 173. № 1. С. 69–87.
- Булатов М.Г., Кравцов Ю.А., Кузьмин А.В., Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Раев М.Д., Скворцов Е.И. Микроволновые исследования морской поверхности в прибрежной зоне (Геленджик 1999–2002). М.: КДУ, 2003б. 143 с.
- Егоров В.Н., Артемов Ю.Г., Гулин С.Б. Метановые сипы в Черном море. Средообразующая и экологическая роль // Под ред. Поликарпова Г.Г. Севастополь: НПП “ЭКОСИ-Гидрофизика”, 2011. 405 с.
- Ермаков С.А., Зуикова Э.М., Салашин С.Г. Трансформация спектров коротких ветровых волн в пленочных сликах // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 1987. Т. 23. № 7. С. 707–715.
- Ермаков С.А. Влияние пленок на динамику гравитационно-капиллярных волн. Н. Новгород: ИПФ РАН, 2010. 164 с.
- Иванов А.Ю. Стики и пленочные образования на космических радиолокационных изображениях // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 3. С. 73–96.
- Иванов М.К., Конюхов А.И., Кульницкий Л.М. и др. Грязевые вулканы в глубоководной части Черного моря // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 3. С. 48–54.
- Костяной А.Г., Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Бочарова Т.Ю., Литовченко К.Ц., Станичный С.В., Соловьев Д.М., Лебедев С.А., Сирота А.М. Оперативный спутниковый мониторинг нефтяных загрязнений юго-восточной части Балтийского моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Т. 3. № 1. 2006. С. 22–31.
- Костяной А.Г., Лаврова О.Ю., Митягина М.И. Комплексный спутниковый мониторинг нефтяного загрязнения морей России // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. Т. XXII. М.: ИГКЭ, 2009. С. 235–266.
- Круглякова Р.П., Круглякова М.В., Шевцова Н.Т. Геолого-геохимическая характеристика естественных проявлений углеводородов в Черном море // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 1. С. 37–51.
- Лаврова О.Ю., Каримова С.С., Митягина М.И., Бочарова Т.Ю. Оперативный спутниковый мониторинг акваторий Черного, Балтийского и Каспийского морей в 2009–2010 годах // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов / Под. ред. Лупяна Е.А., Лавровой О.Ю. Т. 7. № 3. М.: Азбука-2000, 2010. С. 168–185.
- Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д. Возможные механизмы генерации внутренних волн в северо-восточной части Черного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов / Под. ред. Лупяна Е.А., Лавровой О.Ю. Т. 5. № 2. М.: Азбука-2000, 2008. С. 128–136.
- Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д. Проявление внутренних волн на морской поверхности в северо-восточной части Черного моря // Исслед. Земли из космоса. 2009. № 6. С. 49–55.
- Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Сабинин К.Д. Исследование особенностей генерации и распространения внутренних волн в бесприливных морях по данным спутниковой радиолокации // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 3. С. 407–411.
- Литовченко К.Ц., Лаврова О.Ю., Митягина М.И., Иванов А.Ю., Юренко Ю.И. Нефтяные загрязнения восточной части Черного моря: космический мониторинг и подспутниковая верификация // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 1. С. 81–94.
- Мироненко В.А., Станичный С.В. Возможности экологического мониторинга шельфа спутниковыми и полигонными средствами. Системы контроля окружающей среды. Севастополь: МГИ НАН Украины, 1999. 303 с.
- Митягина М.И., Лаврова О.Ю. Радиолокационные наблюдения поверхностных пленочных загрязнений в прибрежной зоне Черного и Азовского морей // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. Т. 4. № 1. М.: Азбука-2000, 2007. С. 317–324.
- Митягина М.И., Чурюмов А.Н. Механизмы формирования радиолокационного сигнала в области нефтяного загрязнения на морской поверхности. Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. Т. 3. № 2. М.: Азбука-2000, 2006. С. 135–139.
- Митягина М.И., Лаврова О.Ю. Спутниковые наблюдения вихревых и волновых процессов в прибрежной зоне северо-восточной части Черного моря // Исслед. Земли из космоса. 2009. № 5. С. 72–79.
- Отчет о результатах работ по аэровизуальному мониторингу загрязнения прибрежной зоны Черного и Азовского морей за 2004 год. Росгидромет. СПб.: ДЕАН, 2005. 130 с.
- Скворцов Е.И., Раев М.Д., Булатов М.Г., Шарков Е.А., Лаврова О.Ю., Силкин В.А. Радиофизические микроволновые исследования образования скоплений фитопланктона на морской поверхности // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 3. С. 35–40.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
- Шнюков Е.Ф., Клещенко С.А. Грязевой вулканизм западного суббассейна Черного моря // Геологические проблемы Черного моря. Киев, 2001. С. 121–144.
- Brekke C., Solberg A. Oil spill detection by satellite remote sensing // Rem. Sens. Environ. 2005. № 95. P. 1–13.
- Espedal H.A., Johannessen O.M. Detection of oil spills near offshore installations using synthetic aperture radar (SAR) // Int. J. Rem. Sens. 2000. V. 21. № 11. P. 2141–2144.
- Gade M. On the imaging of biogenic and anthropogenic surface films on the sea by radar sensors. In Marine Surface Films: Chemical Characteristics, Influence on Air-Sea In-

- teractions, and Remote Sensing / Eds. Gade M., Hühnerfuss H., Korenowski G.M. Heidelberg: Springer, 2006. P. 189–204.
- Gade M., Alpers W., Bao M. Measurements of the radar backscattering over different oceanic surface films during the SIR-C/XSAR campaigns // Proc. Int. Geosci. Rem. Sens. Symp. (IGARSS'96). 1996. V. 2. P. 860–862.
- Gade M., Alpers W., Hühnerfuss H., Masuko H., Kobayashi T. The imaging of biogenic and anthropogenic surface films by a multi-frequency multi-polarization synthetic aperture radar measured during the SIR-C/X-SAR missions // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № C9. P. 18851–18866.
- Kostianoy A., Litovchenko K., Lavrova O., Mityagina M., Bocharova T., Lebedev S., Stanichny S., Soloviev D., Sirota A., Pichuzhkina O. Operational Satellite Monitoring of Oil Spill Pollution in the Southeastern Baltic Sea: 18 Months Experience // Environ. Res., Engine. Manag. 2006. V. 4. № 38. P. 70–77.
- Klaucke I., Sahling H., Bürk D., Weinrebe W., Bohrmann G. Mapping deep-water gas emissions with sidescan sonar // EOS (AGU Trans.). 2005. V. 86. №. 38. P. 341–346.
- Lavrova O., Bocharova T., Kosianoy A. Satellite Radar Imagery of the coastal zone: Slicks and Oil Spills. Global Developments in Environmental Earth Observation from Space / Ed. Marcal A. Millpress. Rotterdam. Netherlands, 2006. P. 763–772.
- Mityagina M., Churumov A. Radar backscattering at sea surface covered with oil films. Global Developments in Environmental Earth Observation from Space / Ed. Marcal A. Millpress. Rotterdam. Netherlands, 2006. P. 783–790.
- Mityagina M.I., Lavrova O.Y., Karimova S.S. Multi-Sensor Survey of Seasonal Variability in Coastal Eddy and Internal Wave Signatures in the North-Eastern Black Sea // Int. J. Rem. Sens. 2010. V. 17. P. 4779–4790.
- Reed A., Milgram J. Ship wakes and their radar images // Annual Review of Fluid Mechanics. 2002. V. 34. P. 469–502.
- Reitz A., Pape T., Haeckel M., et al. Sources of fluids and gases expelled at cold seeps offshore Georgia, eastern Black Sea // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2011. V. 75. P. 3250–3268.
- Shcherbak S.S., Lavrova O.Y., Mityagina M.I., Bocharova T.Y., Krovotyntsev V.A., Ostrovskii A.G. Multisensor satellite monitoring of seawater state and oil pollution in the northeastern coastal zone of the Black Sea // Int. J. Rem. Sens. 2008. V. 29. № 21. P. 6331–6345.
- Subhobroto M., Kalyan K. Detection of Oil Seepages in Oceans by Remote Sensing // Proc. 6-th Int. Conf. & Expos. Petroleum Geophysics “Kolkata 2006”. 2006. P. 1172–1178.
- Wagner-Friedrichs M. Seafloor seepage in the Black Sea: Mud volcanoes, seeps and diapiric structures imaged by acoustic methods. Dissertation thesis. Bremen: University Bremen. 154 p. <http://elib.suub.uni-bremen.de/diss/docs/00010674.pdf>
- Williams A., Lawrence G. The role of satellite seep detection in exploring the South Atlantic's ultra deep water // AAPG Studies in Geology. №. 48/SEG. Geophys. Refer. Ser. 2002. № 11. P. 327–344.

Satellite Monitoring of Surface Film Pollution of the Black Sea

O. Yu. Lavrova, M. I. Mityagina

Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

The paper summarizes results of many-year combined satellite monitoring of the Black Sea conducted in order to detect sea surface oil and oil product pollution as well as biogenic and anthropogenic surfactant films. A joint analysis of various satellites remotely sensed data has been performed. The large amount of the available data has allowed us to make some generalizations and obtain statistically reliable results on spatial and temporal variability of different films manifestations in SAR images of the sea surface. Regions most severely affected by oil pollution are determined. A hypothesis is suggested linking surface manifestations of certain film pollution types and natural gas and oil seeps and mud volcanism in the Black Sea. Some problems of the interpretation reliability of satellite data are discussed.

Keywords: satellite monitoring, satellite radar imagery, oil pollution of the sea surface, biogenic and anthropogenic films on the sea surface, natural gas seepage areas

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ТРОПИЧЕСКИЕ ЦИКЛОНЫ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЦИКЛОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

© 2012 г. М. И. Ярошевич

Государственное учреждение «Научно-производственное объединение «ТАЙФУН», Обнинск

E-mail: yarosh@typhoon.obninsk.ru

Поступила в редакцию 30.06.2011 г.

Рассматривается возможность влияния тропических циклонов на сейсмическую активность циклонической зоны северо-западной части Тихого океана. Прямых надежных методов расчета воздействия тропических циклонов на земную кору нет. Поэтому в исследовании решается своего рода обратная задача: по особенностям внутригодовой динамики сейсмической активности оценивается качественно возможное влияние на нее действия тропических циклонов. Проведен ряд дополняющих друг друга и различных по методике расчетов. Выявлено, что для территорий циклонической зоны внутригодовые динамики циклонической и сейсмической активности хорошо коррелированы. На основании полученных результатов высказывается предположение: тропические циклоны могут рассматриваться в качестве фактора, влияющего на сейсмичность циклонической зоны северо-западной части Тихого океана.

Ключевые слова: тропические циклоны, циклоническая активность, сейсмическая активность

ВВЕДЕНИЕ

В исследованиях, результаты которых изложены ниже, тропические циклоны (ТЦ) изначально рассматривались в качестве возможного фактора, влияющего на сейсмичность зоны их действия. Приоритетным районом исследований была избрана циклоническая зона северо-западной части Тихого океана. Избранный район характерен особенно высокой циклонической и сейсмической активностью. Предполагалось, что в этих условиях искомые особенности и закономерности, если таковые будут, проявятся четче.

Предположения о возможном влиянии ТЦ на сейсмичность основывались на некоторых фактах: регулярно регистрируются так называемые штормовые микросейсмы – специфические сейсмические волны, порождаемые перемещающимся ТЦ, большие значения кинетической энергии циклонов и, в определенной степени, результаты исследований влияния перепадов атмосферного давления на сейсмическую активность (Сытинский, 1979).

Такие исследования представляются целесообразными. Выявленные связи между интенсивностью ТЦ и реакцией в земной коре могут способствовать расширению собственно исследований в этих средах и решению некоторых прикладных задач прогностического характера.

Одной из важнейших прикладных задач является разработка систем оценки циклонической и

сейсмической опасности. В настоящее время эти задачи решаются в каждой среде по отдельности и независимо друг от друга. При этом уровень достижений существенно различается. Выявив даже отдельные связи между циклонической и сейсмической активностью и принимая во внимание особо высокую циклоническую и сейсмическую активность рассматриваемого района, представляется, что была бы целесообразна разработка совместной циклонической и сейсмической системы оценок опасности и риска.

Мы выше уже упомянули о высокой сейсмической и циклонической активности рассматриваемого района. Так, на площади 5° – 50° с.ш., 115° – 165° в.д. в течение 1999–2008 гг. зарегистрировано около 14000 землетрясений со среднегодовой энергией 6.3×10^{16} Дж. В эти же годы, на этой же территории действовали 310 ТЦ, из которых примерно половина достигли стадии ураганов. Циклоны здесь длятся примерно от 4 до 16 сут. Это очень высокий уровень циклонической активности. В указанной зоне ТЦ могут возникать в любое время года, но их максимальная интенсивность, как по энергии, так и по их количеству, приходится на июль–октябрь месяцы (Тараканов, 1980; Хаин, Сутырин, 1983). В периоды активной циклонической деятельности довольно часты ситуации, когда несколько ТЦ по времени частично или полностью совпадают друг с другом.

То, что ТЦ порождают штормовые микросейсмы и, стало быть, каким-то образом воздействуют на земную кору, известно давно (Винник, 1971; Островский, Рыкунов, 1982; Табулевич, 1986; Bowen, 2003; Hasselman, 1963; Longuet-Higgins, 1950; Webb, 1992). В этих и в других публикациях излагались теории генераций штормовых микросейсм, исследовались их спектры, оценивалась доля энергии ТЦ, затрачиваемая на штормовые микросейсмы (Табулевич, 1986). Была показана принципиальная возможность оценки некоторых параметров циклонов по штормовым микросейсам (Ярошевич, 1997, 1999). Однако заметим, что штормовые микросейсмы — это только “наблюдаемая” и численно оцениваемая реакция земной коры на циклоническое воздействие (эта реакция определяется как сейсмическая энергия источника). Исследования различных типов взрывов показали, что, во-первых, отношения сейсмической энергии к полной энергии взрыва — очень малые величины, и, кроме того, значения этих отношений характеризуются очень большими разбросами (Садовский и др., 1986; Пасечник, 1970). Так, при воздушных взрывах, произведенных над океаническими островами, отношение сейсмической энергии объемных волн к полной энергии взрыва оценивается величиной в 10^{-7} . Наибольшие значения таких отношений достигаются в случае подводных взрывов — $(1-4) \times 10^{-2}$ (Пасечник, 1970). Таким образом, если ТЦ влияют на сейсмическую активность, то, видимо, это может происходить только за счет той части циклонической энергии, которая, достигнув коры, диссипировалась в ней и которая, скорее всего, значительно превышает сейсмическую часть энергии. В наших исследованиях именно эта часть энергии представляет интерес.

Конечно, землетрясения в определенной мере схожи со взрывами. Применительно к землетрясениям значения отношений сейсмической и диссипативной энергий взрывов могут восприниматься не иначе, как приближенные оценки или как получение представления о соотношениях энергий. Тем более оценивать отношение энергии штормовых микросейсм к циклонической энергии, поступившей в земную кору исходя из аналогичных соотношений при взрывах, как минимум, не корректно — очевидны существенные различия в механизмах генерации сейсмических волн и, например, в скорости нарастания мощности во взрывах и циклонах. Можно, исходя из изложенного выше, лишь предполагать, что существенно большая часть циклонической энергии, поступившей в кору, в ней же и трансформируется.

Ответ на вопрос, влияют ли ТЦ на сейсмичность зоны их действия, логичнее всего получить прямыми расчетами. Но для этого необходимо

решить ряд задач. Следует определить работу, совершаемую циклоном над океаном. Это, по-видимому, решаемая задача и частично она решена (Голицын, Ярошевич, 2000). Далее необходимо рассчитать, какая часть энергии, поступившая в океан, будет отдана коре. Это, похоже, более сложная задача. Далее, если бы удалось как-то оценить величину энергии, поступившей в кору, то эта оценка, скорее всего, была бы недостаточно уверенной. Но если бы и удалось преодолеть эти задачи, мы столкнулись бы с третьей и, как представляется, неразрешимой трудностью. Напряженность в земной коре непрерывно меняется как во времени, так и в пространстве. Для расчетов реакции коры на действия циклонов мы должны в любой момент времени и с необходимой пространственной детализацией, на обширных территориях и до глубин хотя бы неглубоких землетрясений (70 км) знать ее поля напряженности. Кроме того, также с пространственной детализацией, следует знать характеристики сред слоев земной коры. Из сказанного понятно, что прямые расчеты воздействий пока невозможны.

В виду невозможности прямых расчетов был избран путь решения своего рода обратной задачи — по качественному анализу временных и пространственных динамик сейсмической и циклонической активности попытаться выявить признаки влияния ТЦ на сейсмичность циклонической зоны.

НЕКОТОРЫЕ ДЕТАЛИ РАСЧЕТОВ

Расчет энергетических характеристик циклонической интенсивности основывается на методе расчета кинетической энергии отдельного циклона (Голицын, 1997). В этой работе кинетическая энергия рассчитывалась по зоне максимальных ветров (V_m), и для круга с характерным радиусом максимальных ветров $r_m \approx 50$ км. В наших расчетах мы должны были принять во внимание, что циклонический ветер достигает достаточно большой силы и на расстояниях (r), многократно превышающих r_m , и это непременно следует учитывать в оценках энергии циклона. Скорость циклонического ветра (V_r) с удалением от центра циклона на расстоянии r определяется из оценочного соотношения

$$V_r = (V_m \times r_m^{0.5}) / r^{0.5}.$$

Выше уже упоминалось, что в рассматриваемом районе нередко несколько циклонов действуют одновременно. Непонятно было, как учитывать энергетический вклад каждого циклона и как оценивать распределение этой “суммарной” энергии по пространству, принимая, к тому же, во внимание, что “след” циклона покрывает большие территории. Проблема эта была решена путем построения простой модели (схемы) форми-

рования ветровых полей и расчетов энергии этих полей. Методика расчетов полей достаточно подробно описана в (Ярошевич, 2007). Здесь же кратко изложим лишь суть схемы расчетов.

Мы использовали параметры ТЦ, соответствующие 00:00 и 12:00 GMT (параметры ТЦ взяты, в основном, в Интернете из — Unisys Weather Hurricane-Tropical Data for Western (Eastern) Pacific). Координаты циклона в эти фиксированные моменты времени представляются в качестве источников ветра и центров круговых ветровых полей. Циклоническая зона разбивается на элементарные квадраты размерами от $1^\circ \times 1^\circ$ до $5^\circ \times 5^\circ$ в зависимости от решаемой задачи и размеров площади, по которой ведется расчет. Для всех источников всех циклонов, действовавших на этот момент времени по соответствующим каждому источнику значениям V_m , r_m , и множеству значений r и V_r рассчитывается значение кинетической энергии для центра каждого элементарного квадрата. Правильнее будет сказать, что рассчитывается величина с размерностью энергии. Строго — максимальная энергия ТЦ одна и определяется в момент достижения самого большого значения максимальных ветров. Мы же в расчетах учитываем работу, совершаемую циклоном на всех этапах его развития, “величиной с размерностью энергии”. В эксперименте и в тексте, для удобства изложения, эту величину условно обозначили энергией. Здесь r и V_r — соответственно расстояние от конкретного “источника” до центра конкретного элементарного квадрата и скорость ветра в центре квадрата. В модели энергия в центре квадрата отнесена ко всему квадрату. В каждом элементарном квадрате к энергии, рассчитанной для данного момента времени, прибавляется энергия, рассчитанная для этих же источников в прошлые моменты времени. Это связано с тем, что циклонические ветры какое-то время достаточно ощутимы и после ухода с этого места центра циклона. Значения энергий прошлых моментов времени ослабляются по экспоненте в зависимости от числа прошедших 12-часовых отрезков времени. Таким образом, в каждом элементарном квадрате формируется “суперпозиция” значений энергии. В связи с тем, что спад по экспоненте довольно быстрый, основной вклад в величину циклонической энергии на территории элементарного квадрата формируется дошедшей до него энергией источника за первые 3–4 полусуток. Сумма “суперпозиционных” энергий элементарных квадратов по всей рассматриваемой площади и характеризует циклоническую интенсивность (циклоническую энергию) на данный момент на всей рассматриваемой площади. В результате такого подхода, были решены означенные выше проблемы.

Уместно, кстати, заметить, что в результате использования этой модели поток циклонов предстал в виде непрерывного и единого процесса, благодаря чему стали возможны исследования взаимосвязей этапов развития циклонической активности (Ярошевич, 2009).

В экспериментах (расчетах) землетрясения группируются по времени, территориально, по магнитудам и глубинам гипоцентров. Информационной базой является архив землетрясений Геофизической службы РАН. (Сейсмологический архив Геофизической службы РАН формируется на основе данных о землетрясениях, зарегистрированных дистанционно многими сейсмическими станциями, в том числе и станциями, достаточно удаленными от рассматриваемой зоны. Это важно, ибо такой подход положительно отражается на достоверности информации. Здесь же уместно отметить, что и параметры ТЦ определяются дистанционно). Во всех расчетах энергия землетрясений определялась по поверхностным сейсмическим волнам по соотношению $\lg E_s = 11.8 + 1.5M$, где M — магнитуда землетрясения. В некоторых расчетах, когда рассматриваются землетрясения с $M < 6.0$, приходится пользоваться архивами последних лет. Это связано с тем, что, по крайней мере, по зоне Тихого океана землетрясения указанного диапазона магнитуд до 1979 г. представлены не полностью (далее в сейсмологическом архиве Геофизической службы РАН годовое число таких землетрясений по рассматриваемому району Тихого океана быстро нарастало).

Необходимо сделать одно замечание. Соблазнительно наиболее быстрый и, похоже, самый простой путь выявления возможного циклонического влияния на сейсмическую активность — это поиск связей между отдельными циклонами и землетрясениями. При очень большом потоке землетрясений и большом числе циклонов не представляет труда, за время развития циклона или после него, найти “сопровождающие” землетрясения с “нужными” для иллюстрации параметрами и принять их в качестве результата воздействия циклона. В принципе, наверно, такое возможно, но как эту конкретную связь доказать? При незнании картины напряжений коры в зоне прохождения циклона такие связи могут оказаться иллюзией. Ведь логично предположить, что действие даже самого интенсивного тайфуна, когда земная кора находится в слабом напряжении, вряд ли породит землетрясение, и наоборот — не особо интенсивный циклон в “критическом” состоянии коры может вызвать землетрясение. К тому же, эпицентры землетрясений, вызванные циклоном, не обязательно должны располагаться под траекторией циклона. Землетрясения, вероятнее всего, состоятся в “ослабленных” местах коры в зоне действия циклонов или в ее ближай-

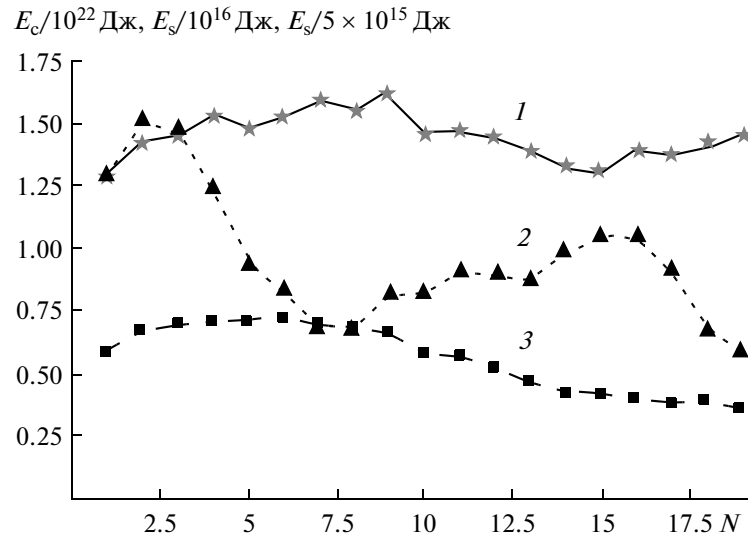


Рис. 1. Сглаженные графики сезонных значений циклонической энергии E_c (1) и годовых значений сейсмической энергии E_s (2, 3): 2 – $6 \leq M < 7$, 3 – $4 \leq M < 5$. N – число сезонов (годов) после сглаживания.

шей периферии. Кроме того, следует допустить, что иногда сейсмическая реакция может и несколько запоздать. Поэтому для начала связи между этими процессами корректнее искать, оперируя относительно большими отрезками времени и на относительно больших площадях. В этом случае в процессах сглаживается роль случайных “выбросов”, более интегрировано представляется циклоническое воздействие и реакция коры, что должно привести к более четко выраженным закономерностям.

Видимо, можно предположить, что ТЦ способны спровоцировать различные по силе землетрясения. И все же в эксперименте показалось целесообразным рассматривать динамику значений сейсмических энергий отдельно по различным диапазонам магнитуд. Кроме того, предполагалось, что преимущественно это должны быть неглубокие землетрясения.

ЭКСПЕРИМЕНТЫ, РЕЗУЛЬТАТЫ

Некоторые особенности потоков землетрясений в зоне действия ТЦ

В одном из экспериментов изучался хронологический характер сезонных значений циклонической энергии и годовых значений сейсмической энергии. Сезон циклонов определялся отрезком времени с 01 июля по 31 октября – период максимальной циклонической активности в северо-западной части Тихого океана. Сейсмическая энергия определялась для каждого полного календарного года. Расчеты были проведены для 1955–2004 гг. и по территории 5° – 45° с.ш., 115° – 175° в.д. После проведения процедуры сглаживания в обоих графиках, отражающих динамику

циклонической и сейсмической энергии, выявилась цикличность. Время между последовательными всплесками циклонической и сейсмической активности составляет примерно 23–26 лет. По фазе сейсмическая энергия запаздывает относительно циклонической энергии на 5–6 лет (Ярошевич, 2008).

Разумеется, схожесть графиков при этом не была воспринята как доказательство того, что сейсмическая цикличность – результат циклонической цикличности. Возможно, обе цикличности предопределены некими солнечными или космическими процессами, а относительный их сдвиг объясняется различной инерционностью сред.

В следующем эксперименте исследовалась динамика годовых значений сейсмических энергий, рассчитанных отдельно по слабым и сильным землетрясениям. Такие расчеты были проведены для различных по энергии групп землетрясений, произошедших в 1979–2004 гг. На рис. 1 представлен пример динамики сезонных и годовых значений циклонической и сейсмических энергий. Из рис. 1 видно, что кривая годовых значений сейсмической энергии (3), рассчитанная по землетрясениям диапазона $4 \leq M < 5$, в целом схожа с кривой сезонных значений циклонической энергии (1), в то время как кривая (2), отображающая динамику годовых значений сейсмической энергии в диапазоне $6 \leq M < 7$, в большей степени следует в противофазе. Рисунок иллюстрирует: с ростом циклонической активности снижается общая сейсмическая активность, выражаемая кривой (2) при одновременном увеличении доли суммарной сейсмической энергии слабых землетрясений.

Этот результат упрощенно можно объяснить: динамика напряжений в слоях земной коры — процесс непрерывного перераспределения и нарастания напряжений; рост напряжений, достигнув критического уровня прочности сред, прерывается — происходит, как правило, сильное землетрясение. Пространственно среда коры неоднородна и характеризуется множеством “ослабленных” по прочности мест. Циклоническая активность пространственно рассредоточена и потому возможно ее почти одновременное воздействие на кору во многих местах. Эти воздействия в ослабленных местах могут вызвать рой слабых землетрясений, от чего, видимо, снижается уровень общего напряжения. В результате либо снижается вероятность сильного землетрясения, либо такое землетрясение отодвигается во времени.

Полученный результат усиливает предположение о вероятном воздействии ТЦ на сейсмичность. Кроме того, он позволяет в качестве варианта объяснить причину запаздывания сейсмической цикличности относительно циклонической цикличности.

Напряжения в земной коре накапливаются, возможно, с какой-то средней скоростью и независимо от циклонов. Усиление циклонической активности на протяжении нескольких сезонов провоцирует по широкому пространству рост числа слабых землетрясений, ослабляя тем самым скорость нарастания напряжений. Когда же циклоническая активность начинает спадать, нарастание напряжений ускоряется. Возможно, для компенсации “потерянных возможностей” в период циклонической активности и накопления критических напряжений как раз и нужны те самые 5–6 лет, и потому происходит сдвиг цикличностей.

Сезонность сейсмической активности и ТЦ

Годовой цикл активности ТЦ известен: в Северном полушарии низкая в начале года циклоническая активность со временем нарастает, достигая максимума в августе–октябре месяцах. В целом хорошо известны и причины этой периодичности (Хаин, Сутырин, 1983). Значительно меньше известно о внутригодовой периодичности сейсмической активности.

Исследования, направленные на выявление сезонности сейсмической активности и причин этой сезонности, проводятся давно, хотя по большей части эпизодически. В качестве возможных причин рассматриваются внешние по отношению к слоям Земли механизмы. Однако до сих пор нет единой и уверенной картины внутригодовой динамики сейсмической активности. Пока обозначаются отдельные, не всегда статистиче-

ски достаточно уверенные цикличности, предположения и гипотезы.

В статье (Левин и др., 2005) изложены результаты исследований внутригодовой повторяемости сейсмической активности в нескольких районах Тихого океана. Анализ проводился для различных диапазонов магнитуд землетрясений и глубин гипоцентров. В этих исследованиях максимум числа землетрясений достигается в декабре. Предполагается, что такая сезонность может быть связана с несколькими факторами, из которых приоритетным является приливное воздействие Солнца. Сейсмическая активность исследуется отдельно по каждому району. Необходимо заметить, что эти районы по размерам относительно невелики и часто имеют общую границу. К таковым, например, относятся регионы “Новая Зеландия” и “Океания-Юг-1” с размерами территорий 770×2200 км и 1100×1100 км соответственно, а также “Курильские острова” и “Камчатка” с территориями 880×1300 км и 880×1100 км. При этом графики сейсмической сезонности в соседних регионах заметно различаются.

Не совсем понятно, как такое глобальное явление, как приливные силы Солнца, по-разному воздействуют на сейсмичность соседствующих и относительно небольших территорий. Вообще в экспериментах такого рода, когда есть определенные проблемы с объемом и точностью исходной информации, необходимы особая продуманность и тщательность методики классификации информации и расчетов (Ярошевич, 2010). Иногда в этих условиях целесообразно апробировать не одну методику.

В наших экспериментах главной характеристикой сейсмической интенсивности стала среднемесячная сейсмическая энергия, рассчитанная отдельно по каждому месяцу по многолетним данным. В расчетах в качестве меры энергии принята сумма сейсмических энергий всех землетрясений рассматриваемого диапазона, произошедших на протяжении конкретного месяца и на данной территории. Энергия рассчитывалась по поверхностным сейсмическим волнам. Рассматривались землетрясения, произошедшие внутри территории $0^\circ\text{--}45^\circ$ с.ш.— $110^\circ\text{--}150^\circ$ в.д., начиная с 1963 г., но чаще по более поздним годам. Последнее вызвано необходимостью работать с более полными базами данных. Как правило, нами рассматривались неглубокие землетрясения ($h \leq 70$ км). Расчеты проводились по более, чем двадцати различным временным и энергетическим диапазонам землетрясений. Число землетрясений в диапазоне зависело от рассматриваемого интервала лет, диапазона магнитуд и колебалось от нескольких сотен — до почти 15 тыс.

Ряды среднемесячных значений сейсмической энергии нередко выглядят “изрезанными”, и в

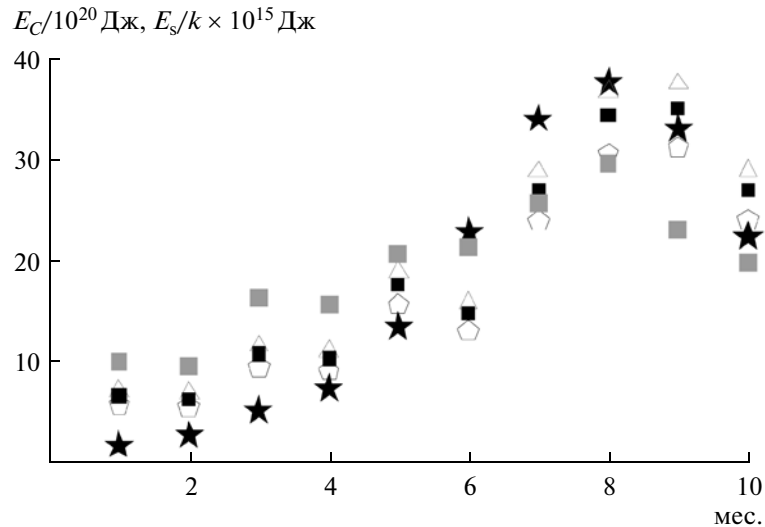


Рис. 2. Сглаженные графики среднемесячных значений циклонической энергии (E_C), рассчитанной по 1945–2007 гг. (звезды), и сейсмической энергии (E_S) для диапазонов: $M > 5$, рассчитанной по 1980–2007 гг., — треугольники, $k = 5$; $M > 5.5$, рассчитанной по 1980–2007 гг., — черные квадраты, $k = 4.7$; $M \geq 6.0$, рассчитанной по 1980–2007 гг., — пятиугольники, $k = 4.2$; $M \geq 6.0$, рассчитанной по 1963–2007 гг., — серые квадраты, $k = 4.3$ (k — масштабный коэффициент расположения графиков на рисунке).

них не всегда четко проявляются какие-то закономерности. Это, скорее всего, можно объяснить двумя причинами. Даже узкий по магнитуде диапазон является достаточно широким диапазоном по сейсмической энергии. Поэтому, если в каком-то месяце оказались два–три землетрясения, близкие по магнитуде к верхней границе рассматриваемого диапазона, при относительно небольшом числе землетрясений в диапазоне, то они вполне могут месячную сейсмическую энергию сильно “выделить” по сравнению с энергией предшествующего и последующего месяца. Число и размеры “выбросов” могут уменьшаться лишь с существенным ростом числа землетрясений в каждой единице времени. Таким образом, второй причиной является недостаточное для достоверных статистических расчетов число землетрясений. В связи с этим пришлось ко всем рядам применить сглаживание. Во всех случаях сглаживание осуществлялось по трем среднемесячным значениям сейсмической энергии.

Результаты расчетов сглаженных среднемесячных значений сейсмической энергии, в которые включены все сильные землетрясения, представлены на рис. 2. Рассмотрены следующие диапазоны: $M > 5.0$, $M > 5.5$, $M \geq 6.0$ по 1980–2007 гг. и $M \geq 6.0$ по 1963–2007 гг. На рис. 2 приведен также график сглаженных среднемесячных значений циклонической энергии, рассчитанной по характеристикам реальных ТЦ, произошедших в 1945–2007 гг. в районе анализируемых землетрясений. (С целью совмещения по вертикали графиков циклонической и сейсмической энергий для последних введены масштабные коэффициенты;

для придания рисунку большей четкости значения коэффициентов различаются). Заметим, что график сглаженных среднемесячных значений циклонической энергии, рассчитанный по 1980–2007 гг., совпадает с графиком на рис. 2. Исходные значения циклонической энергии рассчитывались по описанной выше схеме.

Графики внутригодовой динамики сейсмической активности, в которых отражены все значимые по энергии землетрясения, схожи с графиком внутригодовой динамики циклонической интенсивности. Коэффициенты корреляции между графиком циклонической энергии и графиками сейсмической энергии высокие. Так, для варианта $M > 5.0$ самый высокий коэффициент корреляции (0.97) получен без сдвига (запаздывания) сейсмического графика относительно циклонического графика. Лучший коэффициент корреляции (0.93) для варианта $M \geq 6.0$ и интервала 1963–2007 гг. также получен, когда нет запаздывания сейсмического графика. Для вариантов $M > 5.5$ и $M \geq 6.0$ и интервала 1980–2007 гг. высший коэффициент корреляции (0.96) получен при запаздывании графиков сейсмической энергии на один месяц. Понятно, что высокие коэффициенты корреляции, полученные для осредненных и сглаженных рядов, вовсе не означают постоянной и значимой корреляции между обычными месячными значениями циклонической и сейсмической энергии. Для такой характеристики, как сейсмическая энергия, диапазон, которой составляет 7–7.5 порядков, хорошие корреляции по не осредненным и не сглаженным рядам, веро-

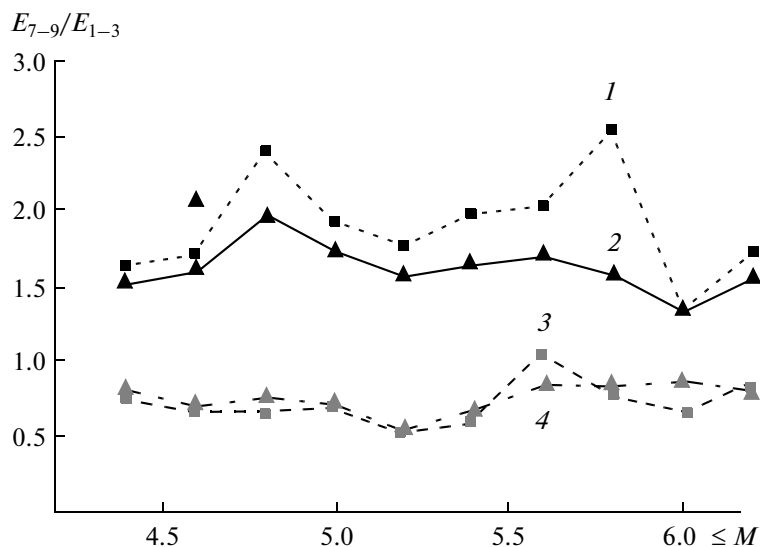


Рис. 3. Отношения суммарных сейсмических энергий землетрясений в зависимости от диапазона значений магнитуд и территорий. Отношения: суммарная энергия за июль–сентябрь к суммарной энергии за январь–март 1999–2008 гг.: 1 – по территории 15°–45° с.ш., 130°–155° в.д. (океан); 2 – по территории 10°–40° с.ш., 120°–150° в.д. (океан); 3 – по территории 20°–50° с.ш., 55°–100° в.д. (континент); 4 – по территории 25°–40° с.ш., 60°–90° в.д. (континент).

ятно, возможны при очень большом числе землетрясений в единицу времени.

Поскольку в северо-западной части Тихого океана циклоническая активность в предосенние и осенние месяцы существенно превосходит активность в начале года, то для сравнения были оценены отношения величин сейсмических энергий, определенных для осенних и, например, зимних месяцев. Эти отношения определялись для различных диапазонов магнитуд, для зон действия ТЦ и для удаленных от океана районов суши.

На рис. 3 представлены графики отношений суммарных сейсмических энергий, рассчитанных по 1999–2008 гг. Рассматриваемые отношения – это величина суммарной сейсмической энергии за время с 1 июля по 30 сентября (E_{7-9}), деленная на величину суммарной сейсмической энергии за время с 1 января по 31 марта (E_{1-3}). Значения суммарных энергий задаются диапазоном магнитуд до величины магнитуды, обозначенной на горизонтальной оси рисунка. Здесь максимальная магнитуда равна 6.2. На рис. 3 отношения сейсмических энергий, рассчитанных по площадям, ограничены координатами: 1 – 15°–45° с.ш., 130°–155° в.д.; 2 – 10°–40° с.ш., 120°–150° в.д. – обе – океан, зоны циклонической активности; 3 – 25°–40° с.ш., 60°–90° в.д. – Таджикистан, Афганистан, Пакистан и юго-восточные районы Туркмении и Узбекистана, 4 – 20°–50° с.ш.; 55°–100° в.д. – восточная часть Туркмении, Узбекистан, Таджикистан, Киргизия, восточный Иран, Афганистан, Пакистан, частично Северная Индия, западный Китай, Монголия, юг Казахстана. Большая “изрезанность” графиков отношений энергий связана с тем, что с каждым шагом роста верхней границы диапазона

магнитуд быстро падает число добавляемых землетрясений, но одновременно и сильно растет их энергетический вес.

Из графиков рис. 3 следует, что по крайней мере в диапазонах обозначенных магнитуд в зонах действия ТЦ, в июле–сентябре, т.е. в период сильного нарастания циклонической активности, сейсмическая активность увеличивается. И, наоборот, для указанных здесь континентальных районов в эти месяцы сейсмическая активность понижается.

Другой эксперимент состоял в том, что по океанической зоне исследовалась годовая динамика среднемесячных значений сейсмических энергий для одинаковых по площади территорий, но пошагово смещенных по широте. На рис. 4 приведены сглаженные графики среднемесячных энергий для шести территорий, каждая размером 25° × 25°. У этих территорий одинаковые границы по долготе: 120° в.д., 145° в.д. По широте самая южная территория ограничена 10° ю.ш. и 15° с.ш. Далее каждая последующая территория смещается на север с шагом в 5°. В данном случае рассматривались только землетрясения с $M \leq 6.5$ и с глубинами гипоцентров не более 33 км, произошедшие в 1999–2008 гг. Примечательно меняется характер графиков. По мере смещения рассматриваемых территорий на север, все сильнее проявляется рост сейсмической активности в летне–осенние месяцы (кривые 4, 5, 6). На территориях, у которых южные широтные границы расположены южнее экватора, и на экваторе наблюдаются два усиления сейсмической активности: в летне–осенние месяцы и в начале года (кривые 1, 2, 3). При этом по мере “ухода” из зоны Южного полу-

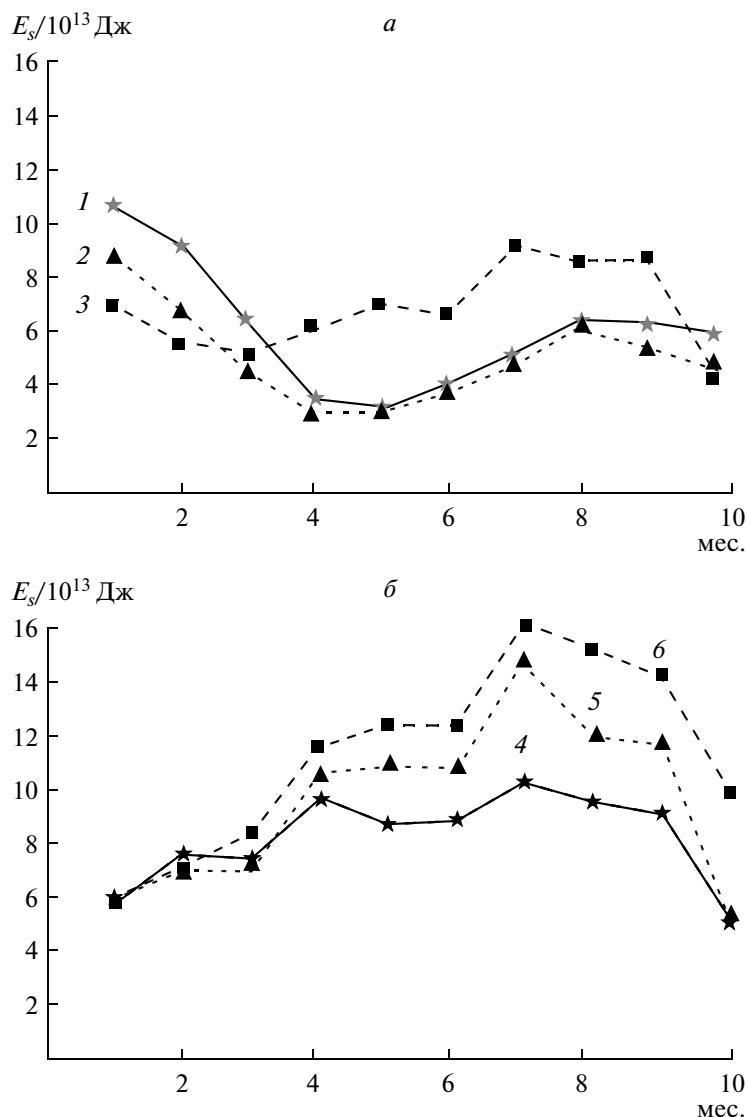


Рис. 4. Сглаженные годовые графики среднемесячных значений сейсмической энергии, рассчитанных по землетрясениям с $M \leq 6.5$ и глубиной очага $h \leq 33$ км, произошедших в 1999–2008 гг. Среднемесячные значения энергий рассчитаны для территорий: 1 – 10° ю.ш.– 15° с.ш., 120° – 145° в.д.; 2 – 05° ю.ш.– 20° с.ш., 120° – 145° в.д.; 3 – 0° – 25° с.ш., 120° – 145° в.д.; 4 – 05° – 30° с.ш., 120° – 145° в.д.; 5 – 10° – 35° с.ш., 120° – 145° в.д.; 6 – 15° – 40° с.ш., 120° – 145° в.д.

шария на север сейсмическая активность в начале года постепенно ослабевает и усиливается летнее–осенняя сейсмическая активность.

В Южном полушарии и, в частности, в южной части Тихого океана, максимум циклонической активности приходится на январь–март (Тараканов, 1980). Придерживаясь идеологии наших исследований, предполагаем, что сейсмическая активность в начале года связана с усилением в это время циклонической активности южнее экватора. Если это объяснение верно, то графики рис. 4 – это еще одно подтверждение того, что сезонность сейсмичности в рассматриваемом районе в определенной мере задается сезонностью циклонической активности.

Некоторые особенности пространственной динамики циклонической и сейсмической активности

Ниже приведены некоторые результаты исследований, целью которых было выяснить, сколь стабильны во времени значения циклонических и сейсмических интенсивностей, рассчитанных для одной территории относительно аналогичных характеристик, рассчитанных для другой, соседней территории циклонической зоны. Здесь рассмотрены территории: I – 25° – 45° с.ш., 120° – 150° в.д. – район Японии и II – 5° – 25° с.ш., 110° – 140° в.д. – район Филиппин.

Уже упоминалось, что, исследуя такие природные явления, как ТЦ и землетрясения, в развитии

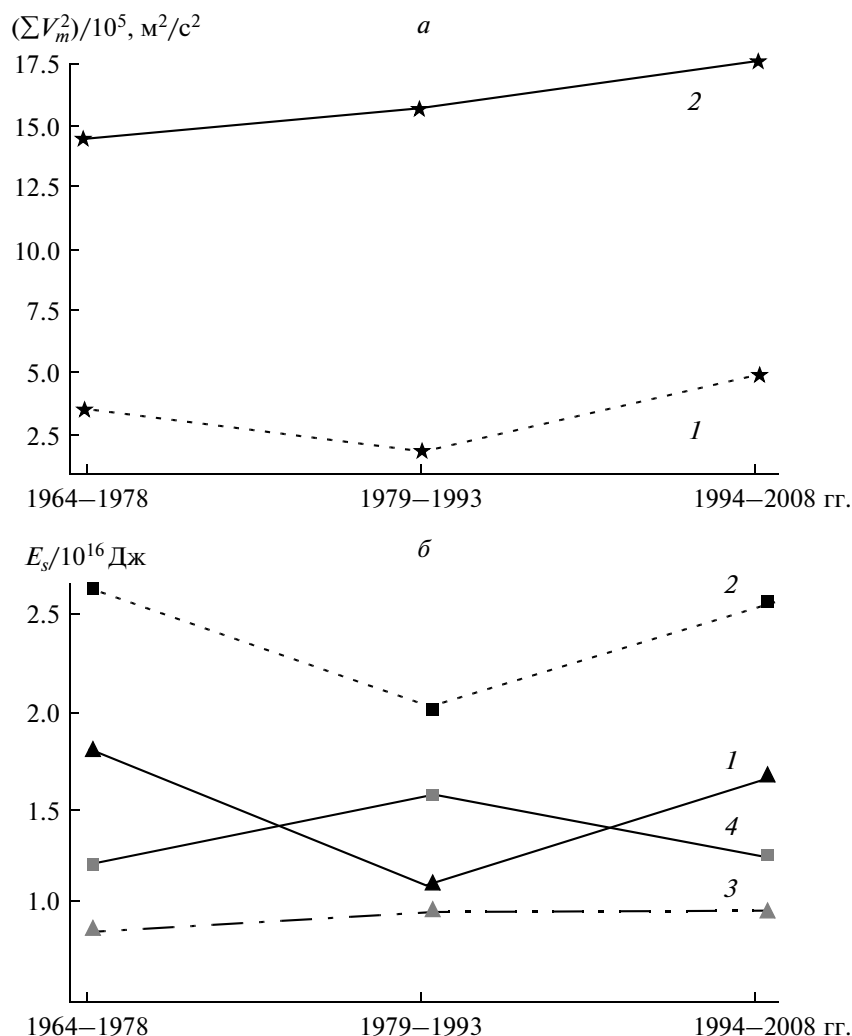


Рис. 5. Динамика циклонической (а) и сейсмической (б) интенсивности на территории $25^\circ\text{--}45^\circ$ с.ш., $120^\circ\text{--}150^\circ$ в.д. (на а – 1, на б – 1, 2) и на территории $05^\circ\text{--}25^\circ$ с.ш., $110^\circ\text{--}140^\circ$ в.д. (на а – 2, на б – 3, 4). Сейсмическая интенсивность рассчитывалась для $M \leq 6.5$, $h \leq 33$ км (кривые 1, 3), $h \leq 100$ км (кривые 2, 4).

которых значителен фактор случайного, закономерности четче проявляются при большой статистике. Такая статистика лучше обеспечивается на больших временных интервалах. В данном случае рассматриваются три интервала: 1964–1978, 1979–1993 и 1994–2008 гг. Для каждого из них рассчитывается одно значение интенсивности. Рассматриваются только фрагменты траекторий циклонов, попавших на данную территорию. В этих расчетах значение циклонической интенсивности определяется как $\sum V_m^2$, где V_m – скорость максимальных ветров. Эта сумма формируется из всех значений V_m оговоренных фрагментов всех циклонов, произошедших в течение рассматриваемого интервала времени. В данном варианте расчетов учитываются только $V_m \geq 100$ узлов и только в 00:00 и в 12:00 GMT.

Сейсмическая интенсивность также представляется в виде одного значения по каждому интервалу, но по каждому диапазону магнитуд и глубин гипоцентров (h) землетрясений. Сейсмическая интенсивность определяется как сумма сейсмических энергий всех землетрясений заданных диапазона магнитуд и глубины гипоцентров, произошедших на данной территории за годы рассматриваемого интервала.

На рис. 5 показан результат одного из таких расчетов. Кривая 1 (рис. 5а) отражает динамику циклонической интенсивности по избранным интервалам времени и территории I, кривая 2 – по этим же интервалам времени и по территории II. Циклоническая интенсивность на территории I в 1979–1993 гг. снижается по сравнению с предыдущим временным интервалом почти в 2 раза и увеличивается к третьему интервалу в 2.7 раза. Циклоническая интенсивность на территории II

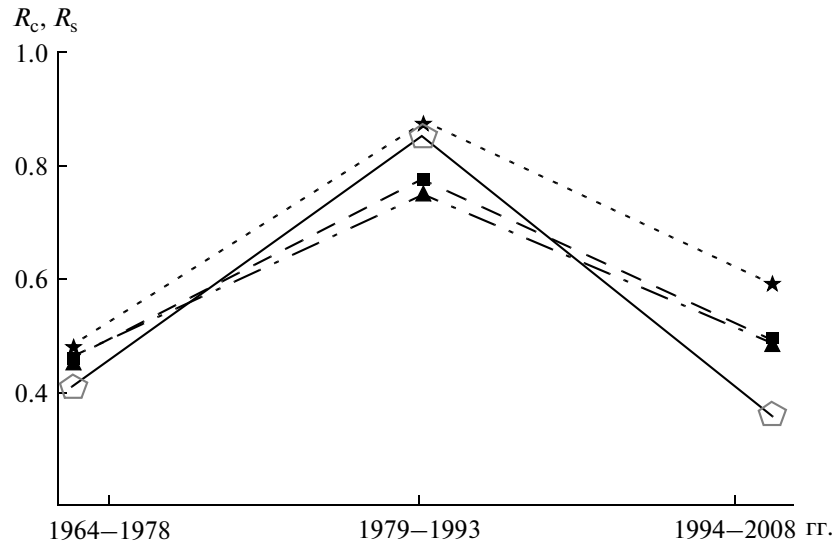


Рис. 6. Динамика отношений циклонической (R_c) и сейсмической (R_s) интенсивностей для одних и тех же отрезков времени и по разным площадям – I – $25^\circ\text{--}45^\circ$ с.ш., $120^\circ\text{--}150^\circ$ в.д. и II – $05^\circ\text{--}25^\circ$ с.ш., $110^\circ\text{--}140^\circ$ в.д. (R_c , R_s – отношения интенсивностей по территории II к интенсивностям по территории I). Циклоническая интенсивность – пятиугольники; сейсмическая интенсивность при $M \leq 6.5$: $h \leq 33$ км – звезды, $h \leq 70$ км – треугольники, $h \leq 100$ км – квадраты.

только усиливается. Динамика сейсмической интенсивности представлена на рис. 5б. Сейсмическая энергия рассчитывалась по всем землетрясениям с $M \leq 6.5$ и для двух диапазонов глубин гипоцентров – 33 и 100 км. Кривые 1, 2 – динамика сейсмических интенсивностей, рассчитанных для глубин соответственно $h \leq 33$ и $h \leq 100$ км, по территории I; кривые 3, 4 – динамика сейсмических интенсивностей для глубин соответственно $h \leq 33$ и $h \leq 100$ км по территории II. По территории I сейсмическая интенсивность (кривые 1, 2) повторяет динамику циклонической интенсивности (рис. 5а, кривая 1) по той же территории. Схожи динамики циклонической интенсивности (рис. 5а, кривая 2) и сейсмической интенсивности для диапазона глубин $h \leq 33$ км (рис. 5б, кривая 3) по территории II. В то же время сейсмическая интенсивность, рассчитанная по диапазону $h \leq 100$ км, по территории II максимальна в интервале 1979–1993 гг. (рис. 5б, кривая 4).

Для каждого из приведенных выше 15-летних интервалов времени определялось отношение интенсивности, рассчитанной для одной территории, к аналогичной интенсивности, рассчитанной для другой территории. Отношения определяются по циклонической и сейсмической интенсивностям. Отношение сейсмической интенсивности определяется для различных диапазонов магнитуд землетрясений и глубин гипоцентров.

На рис. 6 приведена динамика таких отношений, рассчитанных для площадей I и II. В данном случае – это отношения интенсивностей, рассчитанных для второй (“южной”) территории к ин-

тенсивностям первой (“северной”) территории. По сути рис. 6 дублирует рис. 5, но на рис. 6 нагляднее проявляется одна особенность, которую можно было бы обозначить как относительное пространственно-временное перераспределение интенсивностей, или как относительную миграцию интенсивностей. Отношение циклонической интенсивности, вычисленное для 1979–1993 гг., выросло по сравнению с отношением циклонической интенсивности в 1964–1978 гг. примерно в 2.1 раза. Отношение сейсмической интенсивности для этих же интервалов времени возросло в 1.8 раза в случае $h \leq 33$ км, в 1.6 раза в случае $h \leq 70$ км и в 1.7 раза в случае $h \leq 100$ км. Если отсчитывать от середины временных интервалов, то длительности нарастания отношений и последующего спада отношений длятся примерно 15 лет.

Особенно важно, что и нарастание и спад отношений достигается не за счет неизменности интенсивностей на одной территории и роста (снижения) на другой, а из-за одновременного усиления интенсивности на одной территории и ослабления на другой.

Таким образом, выявлены признаки пространственных миграций циклонической и сейсмической активности. Исходя из идеологии наших исследований, важно заметить, что миграции циклонической и сейсмической активностей синхронны.

ОБСУЖДЕНИЕ, ВЫВОДЫ

Схожесть динамик циклонической и сейсмической интенсивностей, представленных на рис. 2, еще не является основанием для утверждения, что сейсмическая сезонность, в определенной мере, — результат циклонической сезонности. Вполне естественны предположения, что положительная корреляция этих разных процессов предопределена некой общей причиной, — например, солнечной активностью.

Уместно заметить, что результаты исследований взаимосвязи солнечной активности с сейсмичностью пока носят неопределенный характер. Утверждается, что между энергией землетрясений и числами Вольфа существует положительная корреляция (Сытинский, 1989) в то время, как в других исследованиях получена отрицательная корреляция (Белов, 2009). Как кажется, такой диапазон выводов можно объяснить, различиями в методиках исследований, в объемах и подборе сейсмической информации. Тем не менее нами также было рассмотрено соотношение между числами Вольфа и динамиками циклонической и сейсмической активностью. По годовым числам Вольфа были определены их средние значения для интервалов: 1964–1978 гг. — $W = 55.867$; 1979–1993 гг. — $W = 95.627$; 1994–2008 гг. — $W = 48.613$. Из сопоставления средних чисел Вольфа с соответствующими значениями циклонической и сейсмической интенсивности следует, что для циклонической интенсивности, рассчитанной по рассматриваемой здесь северной территории (рис. 5а — 1), корреляция отрицательная. Для сейсмической интенсивности при $M \leq 6.5$ и $h \leq 100$ км для этой же территории (рис. 5б — 2) корреляция отрицательная, а для южной территории (рис. 5б — 4) корреляция положительная. Когда для двух довольно близких территорий корреляции противоположны, то возникают определенные сомнения во влиянии, по крайней мере напрямую, значений чисел Вольфа на сезонный характер сейсмической активности.

Рисунок 1 иллюстрирует вероятность перераспределения землетрясений по их энергиям под воздействием ТЦ. Рисунки 2–4, усиливая друг друга, демонстрируют реальность предположения: сейсмическая сезонность в большой мере предопределена циклонической сезонностью. Рисунки 5–6 по сути также указывают на связь циклонической и сейсмической активностей.

Таким образом, по полученным результатам относительно к циклонической зоне северо-западной части Тихого океана, можно сделать следующие выводы:

— выявлена сезонность сейсмической активности, которая рассматривается как следствие циклонической активности;

— выявлены признаки идентичной по характеру пространственной миграции циклонической и сейсмической активности. Предполагается, что причиной идентичности является динамика циклонической активности;

— ТЦ, действующие в северо-западной части Тихого океана, могут рассматриваться в качестве фактора, влияющего на сейсмичность этого района.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белов С.В., Шестопалов И.П., Харин Е.П. О взаимосвязях эндогенной активности Земли с солнечной и геомагнитной активностью // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 4. С. 104–108.
- Голицын Г.С. Статистика и энергетика тропических циклонов // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 4. С. 535–538.
- Голицын Г.С., Ярошевич М.И. Особенности повторяемости тропических циклонов по энергиям // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 4. С. 544–546.
- Винник Л.П. Происхождение микросейсмических продольных волн // Физика Земли. 1971. № 10. С. 17–30.
- Левин Б.В., Сасорова Е.В., Журавлев С.А. Внутригодовая повторяемость активизации сейсмического процесса для Тихоокеанского региона // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 4. С. 534–540.
- Островский А.А., Рыкунов Л.Н. Экспериментальное изучение донного сейсмического шума в океане при прохождении циклона // Океанология. 1982. Т. XXII. № 6. С. 975–979.
- Пасечник И.П. Характеристика сейсмических волн при ядерных взрывах и землетрясениях. М.: Наука, 1970. 191 с.
- Садовский М.А., Кедров О.К., Пасечник И.П. К вопросу об энергетической классификации землетрясений // Физика Земли. 1986. № 2. С. 3–10.
- Сытинский А.Д. Об одном солнечном — атмосферном эффекте во время сильных землетрясений // Докл. РАН. 1979. Т. 245. № 6. С. 1337–1340.
- Сытинский А.Д. О связи землетрясений с солнечной активностью // Физика Земли. 1989. № 2. С. 13–30.
- Табулевич В.Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний. Новосибирск: Наука, 1986. 151 с.
- Тараканов Г.Г. Тропическая метеорология. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 175 с.
- Хаин А.П., Сутырин Г.Г. Тропические циклоны и их взаимодействие с океаном. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 272 с.
- Ярошевич М.И. О некоторых параметрах тропических циклонов и сейсмической модели их оценки // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 1. С. 109–112.
- Ярошевич М.И. Сейсмическая энергия тропического циклона как мера его энергии // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 3. С. 389–392.
- Ярошевич М.И. Динамика сезонных значений суммарных интенсивностей тропических циклонов // Докл. РАН. 2007. Т. 413. № 4. С. 549–552.
- Ярошевич М.И. Некоторые особенности динамики циклонической и сейсмической активности в северо-

западной части Тихого океана // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 5. С. 674–678.

Ярошевич М.И. Элементы краткосрочного оценочного прогноза циклонической активности // Центр стратегических исследований МЧС России. Проблемы анализа риска. 2009. Т. 6. № 1. С. 22–31.

Ярошевич М.И. Внутригодовая динамика сейсмической активности в циклонической зоне северо-западной части Тихого океана // Докл. РАН. 2010. Т. 431. № 3. С. 403–407.

Bowen S.P., Richard J., Macini J.D., et al. Microseism and infrasound generation by cyclones // J. Acoust. Soc. Am. 2003. V. 113. № 5. P. 2562–2573.

Hasselman K.A. A statistical analysis of the generation of microseisms // Rev. Geophys. 1963. V. 1. № 2. P. 177–210.

Longuet-Higgins M.S. A theory of the origin of microseisms // Trans. Phil. Roy. Soc. 1950. V. 243A. P. 35.

Webb S.C. The Equilibrium Oceanic Microseism Spectrum // 1992. JASA. V. 92. № 4. Part 1. P. 2141–2157.

Tropical Cyclones and Seismic Activity of Cyclonic Area of the Nord-West Pacific

M. I. Yaroshevich

Research and Production Association “Typhoon”

There is considered the possibility of tropical cyclones influence on the seismic activity of cyclonic area of the Nord-West Pacific. There are no direct methods of calculation of tropical cyclones influence on the Earth crust. Therefore, the present investigation solves a same inverse problem: by using the peculiarities of annual dynamics of the seismic activity, there is explored a qualitative estimation the possible influence of tropical cyclones on the dynamics of the seismic activity. There is performed a series of inter-supplementing and methodically different calculations. It is revealed that for the cyclonic areas, the annual dynamics of cyclonic and seismic activities correlate well. Based on the results obtained, the following assumption is suggested: tropical cyclones can be considered as a factor influencing on the seismic activity of cyclonic area of the Nord-West Pacific.

Keywords: tropical cyclones, cyclonic activity, seismic activity

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

РОЛЬ РЕЛЬЕФА В ФОРМИРОВАНИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ КАРСТОВЫХ ЛАНДШАФТОВ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

© 2012 г. В. В. Елсаков, Л. В. Тетерюк

Учреждение Российской академии наук Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

E-mail: elsakov@ib.komisc.ru

Поступила в редакцию 18.02.2011 г.

Проведены комплексные исследования характеристик фитоценозов на участках известняковых обнажений бассейна р. Сойва с привлечением материалов разновременной съемки спутников Landsat и Aster (цифровая модель рельефа), методов ГИС-моделирования, полевых геоботанических наблюдений и данных температурных датчиков. Приуроченность сообществ к различным экспозициям и склоновым поверхностям была основной причиной различий, связанных с температурным режимом, сезонным развитием надземной фитомассы, продолжительностью периода вегетации растений, формированием видового состава фитоценозов. На территориально сопряженных участках различия значений NDVI и температуры поверхности максимальны на изображениях, полученных в начале и конце вегетационного периода, для сообществ, расположенных в пределах крайних членов ряда склоновых поверхностей полярных экспозиций. Данные различия проявляются в меньшей степени на изображениях середины вегетационного периода. Присутствие видов неморальных и тундровых флористических комплексов на смежных участках позволяет оценить данные различия по уровню проявления с зональными.

Ключевые слова: карстовые ландшафты, спутниковый мониторинг, разноориентированные склоновые поверхности, флористическое биоразнообразие, известняки

ВВЕДЕНИЕ

Материалы спутниковых съемок в настоящее время выступают в качестве важных информационных источников, используемых для характеристики пространственно-временных закономерностей распределения структурно-функциональных параметров природных экосистем, основанных на топологическом подходе. Преимущества их использования определяются прежде всего возможностью получения картографических материалов, представляющих собой “емкую графическую форму информации о репрезентативном участке исследуемой территории” (Сочава, 1978). Существенное влияние на формирование характеристик растительного покрова умеренных широт играет мезорельеф. На территориях с высокой континентальностью климата, ограниченных параллелями 50°–70° с.ш., проявления различий в величинах инсоляции крутых южных и северных склонов прямой солнечной радиацией максимальны (до 3 раз) (Шербаков, 1970; Holland, Stein, 1975). Данные особенности принимают во внимание при оценке роли рельефа в распределении биологического разнообразия разных уровней. Так, согласно правилу предварения (Алехин, 1951), ориентация и наклон склоновых поверхностей определяют контрастность экологических условий, что проявляется в распределении экс-

тразональных типов растительности, т.е. является предпосылкой для формирования северных и более южных зональных типов фитоценозов в пределах территориально смежных участков. Развитие современных инструментальных методов исследований, технологий спутникового мониторинга, позволяющих проводить измерение количественных и качественных показателей компонентов экосистем, существенно расширили возможности для выполнения оценки роли пространственного фактора (мезо- и микрорельефа) в формировании экологических градиентов.

Особое положение в таежной зоне применительно вопросов формирования биологического разнообразия европейского северо-востока России (ЕСВР) занимают выходы кальцийсодержащих пород в речных долинах. Помимо перераспределения тепла наклонными поверхностями и создания разнообразных контрастных экологических условий, на участках выходов этих пород снимаются основные зональные факторы таежной зоны, лимитирующие рост и развитие многих видов растений: недостаток тепла и высокую кислотность почв. Известно, что богатство горных пород подвижным Ca^{2+} обуславливает резкие отличия кальциевых ландшафтов от типичных таежных, их почвы имеют нейтральную, слабощелочную и даже щелочную реакцию верхних горизон-

тов и высокое содержание гумуса (Перельман, Касимов, 1999). Выходы кальцийсодержащих пород в пределах территории ЕСВР с хорошо сохранившимся реликтовым скальным флористическим комплексом (Юдин, 1963), множеством охраняемых видов сосудистых растений, мохообразных и лишайников включены в систему особо охраняемых природных территорий Республики Коми (Кадастр охраняемых природных..., 2003, 2005), Архангельской области (Структура и динамика... 2000; Компоненты экосистем..., 2008). Среди наиболее существенных факторов, определяющих существование этого комплекса, Ю.П. Юдин (1963) отмечал следующие: скорость, характер и формы эродирования известняков; пониженную конкуренцию между растениями, связанную с подвижностью субстрата; микроклимат известняков. В ряде работ, посвященных последнему, основное внимание уделялось решению вопроса о влиянии тепловых свойств известняковых субстратов на микроклимат, в других была выявлена ведущая роль рельефа (Коржинский, 1889; Kraus, 1911; Келлер, 1914; Комаров, 1933; Васильев, 1939; Пономарев, 1940).

Цель работы состоит в анализе возможностей использования материалов спутникового мониторинга в комплексе с традиционными экологическими и геоботаническими методами исследований для изучения предпосылок и особенностей формирования показателей биоразнообразия карстовых ландшафтов модельной территории ЕСВР в условиях контрастных экологических градиентов.

Среди поставленных задач выделены: 1) выполнение тематического картирования орографических и ландшафтных особенностей модельного участка, выделение доминирующих классов фитоценозов и изучение их пространственной приуроченности по материалам спутниковых изображений; 2) геоботанические и флористические полевые исследования, оценка специфичности сезонных изменений температурного режима в серии элементарных ландшафтов территории инструментальными методами; 3) выявление особенностей изменений спектральных и температурных показателей выделенных групп фитоценозов в течение вегетационного периода по материалам съемки Landsat; 4) анализ роли форм мезорельефа, экспозиции и морфологии склонов в перераспределении температуры на поверхности; 5) оценка разнообразия выделенных групп экологических условий как предпосылки для формирования редких флористических комплексов на известняках Тимана.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве модельного участка выбраны выходы известняков Южного Тимана в условиях верх-

него и среднего течения р. Сойва (приток р. Печора) на участке 48 км от устья (62°44.3' с.ш., 55°53.2' в.д.) с богатым и хорошо сохранившимся реликтовым скальным флористическим комплексом (Юдин, 1963; Ботанический заказник..., 2006; Роль известняков Тимана..., 2006) (рис. 1). Долина реки имеет V-образную форму поперечного сечения, глубина вреза достигает 30–50 м. Мониторинговый участок включал в себя территорию площадью 400 км² (20 × 20 км). Особенности рельефа территории проанализированы на основании анализа цифровой модели местности (ЦМР), полученной по данным стереопар спутника Aster и топографическим картам. Сравнительный анализ высот поверхности Земли по данным ЦМР и топографическим материалам (М 1 : 50000) выявил между ними значимую линейную корреляцию ($y = 0.69x + 42.1$; $r = 0.92$). Данные съемки спутника Landsat получены для дат 23.05.2005 (L7), 18.6.1988 (L5), 19.07.1999 (L7), 30.07.1992 (L5), 17.9.2001 (L7) и 8.11.1999 (L7) (табл. 1). Интервал времени съемки варьировал с 11:00 до 11:30 локального времени. Для всех изображений проведена пространственная и радиометрическая калибровка, топографическая коррекция C-методом (Teillet et al., 1982). Вычисление величин абсолютных температур поверхности (°C) выполнено по значениям яркостных характеристик шестого канала (Chander, Markham, 2003), расчет нормализованного разностного индекса растительности (NDVI) — по четвертому и третьему каналам в соответствии с общепринятой методикой. Даты съемки были приурочены к месяцам разных лет, имеющим различия по погодным показателям (табл. 2). Рассматривая усредненные величины водного (осадки) и температурного режимов для месяцев съемки данных лет видны различия, характеризующие их проявление как не связанные между собой. В большинстве случаев величины отклонений усредненных характеристик температурных показателей для периодов съемки не превышали 16.7%, за исключением мая 2005 г., когда месяц был более теплым (температура выше средних величин на 82.3%) и менее влажным (на 35.5%), чем средние значения по рассмотренным годам. Поэтому по проявлению фенологических показателей изображения могут быть рассмотрены в зависимости от сезона съемки в виде временного ряда.

Сравнительный анализ изображений без и прошедших топографическую коррекцию показал, что минимальные различия в значениях индекса NDVI отмечены для сцен с большими значениями высоты солнца относительно горизонта (18.06.1988). Данная сцена была принята в качестве основы при выполнении управляемой классификации растительного покрова с выделением доминирующих групп фитоценозов. Наиболее существенные различия, полученные для одного

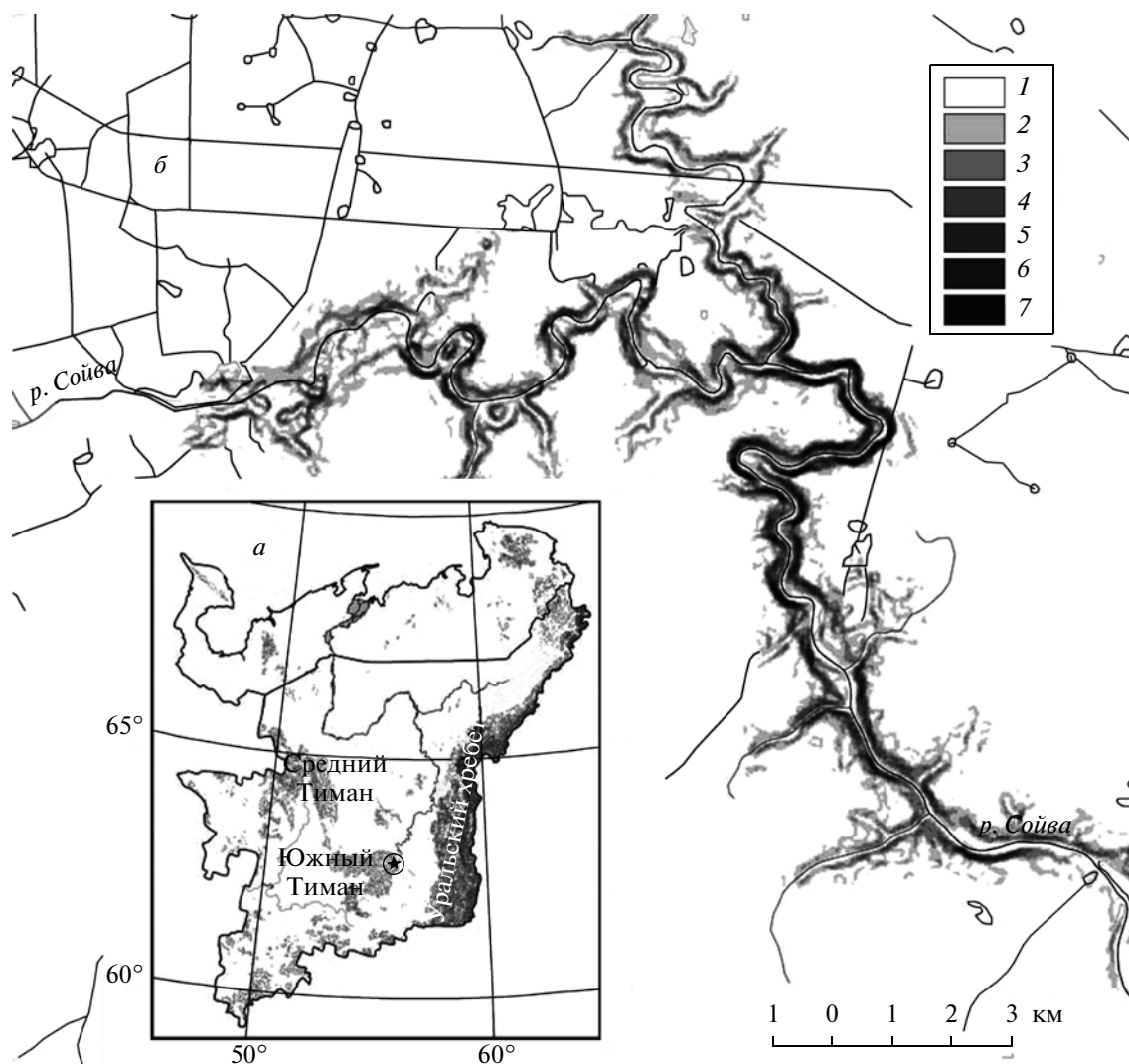


Рис. 1. *а* – Локализация участка проведения работ в пределах территории Европейского Севера; *б* – представленность разных градаций склоновых поверхностей на модельном участке: 1 – $< 5^\circ$, 2 – $5^\circ\text{--}10^\circ$, 3 – $10^\circ\text{--}15^\circ$, 4 – $15^\circ\text{--}20^\circ$, 5 – $20^\circ\text{--}25^\circ$, 6 – $25^\circ\text{--}30^\circ$, 7 – $> 30^\circ$.

класса сообществ, установлены между значениями NDVI для участков северных и южных экспозиций с уклоном более 20° на изображениях начала и окончания вегетации. Для проверки достоверности классификации привлекались планы лесоустройства Нижне-Омринского лесничества Республики Коми (1994, М 1 : 50000). В период 2004–2008 гг. на территории модельного участка выполнены полевые исследования с проведением почвенных, геоботанических и флористических наблюдений. При верификации полученных тематических геоботанических материалов через модельные склоны заложен трансект, на котором были выполнены геоботанические описания в границах выделенных сообществ методом регулярного отбора (Осипов, 2002).

Изображение Landsat-TM зимнего периода (08.11.1999) было привлечено для расчета показате-

ля сомкнутости крон древостоев модельного участка методом декомпозиции спектральных смесей (метод SMA, Spectral Mixed Analysis), исходя из положения, что доля оцениваемых компонент пропорциональна их площади в проекции на земную поверхность (Бартаев и др., 2009). В качестве “чистых компонент” использовали ранее полученные параметры (Елсаков, Марущак, 2010), полученные для открытых пологих заснеженных участков (сомкнутость крон равна 0), и характеристики участков с максимально сомкнутым древостоем (сомкнутостью крон 0.9–0.95). Достоверность выявления показателей сомкнутости возрастает при использовании зимних изображений, что, с одной стороны, связано с маскированием многих форм микрорельефа земной поверхности снежным покровом (Алексеев, Сваткова, 2008), с другой, — с отсутствием листвы

Таблица 1. Характеристика использованных материалов космической съемки

№	Положение траектории	Дата съемки	Сенсор	Азимут солнца	Высота солнца в момент съемки	Высота солнца в полдень
1	170_16	23.05.2005	ETM+	162.0	47.0	47.50
2	169_16	18.06.1988	TM	154.8	48.9	50.62
4	То же	19.07.1999	ETM+	160.6	46.9	48.13
5	170_16	30.07.1992	TM	151.0	43.0	45.65
6	То же	17.09.2001	ETM+	165.9	28.7	29.43
7	169_16	08.11.1999	То же	171.8	10.4	10.88

Таблица 2. Климатические особенности района проведения работ по данным метеостанции Троицко-Печорска*

Климатические показатели	1988 г.	1992 г.	1999 г.	2001 г.	2005 г.	Среднее за период
Температурные показатели, °C						
Май	<u>159.0(–14.5)</u> 5.3(–14.5)	<u>174.0(–6.5)</u> 5.8(–6.5)	<u>46.0(–75.3)</u> 5.8(–6.5)	<u>212.0(14.0)</u> 7.1(14.5)	<u>339.0(82.3)</u> 11.3(82.3)	<u>186.0</u> 6.2
Июнь	<u>429.0(14.5)</u> 14.3(14.5)	<u>294.5(–21.4)</u> 9.89(–21.3)	<u>386.6(3.2)</u> 12.9(3.3)	<u>387.2(3.3)</u> 12.9(3.3)	<u>376.0(0.4)</u> 12.5(0.1)	<u>374.3</u> 12.5
Июль	<u>603.0(18.8)</u> 20.1(20.9)	<u>423.1(–16.7)</u> 13.6(–18.2)	<u>502.0(–1.1)</u> 16.2(–2.5)	<u>491.8(–3.1)</u> 15.9(–4.3)	<u>519.0(2.2)</u> 17.3(4.1)	<u>507.8</u> 16.6
Август	<u>416.0(6.0)</u> 13.9(8.3)	<u>345.5(–12.0)</u> 11.1(–13.6)	<u>366.0(–6.7)</u> 11.8(–8.1)	<u>393.9(0.4)</u> 12.7(–1.1)	<u>441.0(12.4)</u> 14.7(14.5)	<u>392.5</u> 12.8
Сентябрь	<u>187.0(–23.1)</u> 6.2(–21.8)	<u>278.7(14.6)</u> 8.93(12.6)	<u>195.6(–19.6)</u> 6.36(–19.8)	<u>280.6(15.4)</u> 9.05(14.2)	<u>274(12.7)</u> 9.1(14.8)	<u>243.2</u> 7.9
Среднемесячная сумма осадков, мм						
Май	30.0(–46.2)	49.0(–12.2)	81.0(45.2)	83.0(48.7)	36.0(–35.5)	55.8
Июнь	47.0(–8.1)	39.2(–23.3)	80.0(56.4)	44.5(–13.0)	45.0(–12.0)	51.1
Июль	44.0(–22.6)	76.0(33.7)	71.7(26.1)	72.5(27.6)	20.0(–64.8)	56.8
Август	30.0(–58.9)	106.7(46.2)	35.2(–51.8)	105.0(43.9)	88.0(20.6)	73.0
Сентябрь	85.0(41.0)	35.0(–42.0)	98.4(63.2)	36.1(–40.1)	47.0(–22.1)	60.3

Примечание. *В числителе сумма среднесуточных температур воздуха (°C), в знаменателе — среднемесячная температура воздуха (°C), в скобках приведены величины отклонений от средних за период наблюдений (в % от средних за период наблюдений). Выделены величины для периодов, в которые выполнена съемка. По: Агроклиматический бюллетень по РК за период 1988–2005 гг. Сыктывкар: Росгидромет, 1988–2005. С. 6.

и погребением лишайниково-мохового, травяно-кустарничкового и частично кустарничкового яруса, что приводит к большей контрастности исследуемых компонент. Общий принцип оценки вклада долей отдельных компонент для линейного смешивания спектров проводили согласно выражения:

$$DN_c = \sum_{i=1}^n F_i DN_{i,c} + E_c, \quad (1)$$

учитывая следующие ограничения:

$$\sum_{i=1}^n F_i = 10 \leq F_i \leq 1, \quad (2)$$

где DN_c — числовое выражение значения пиксела в канале c ; F_i — доля i -го эталона в смеси; $DN_{i,c}$ — числовое выражение значений i -го эталона в смеси в канале c ; n — количество эталонов; E_c — ошибка оценки для канала c .

Среди возможных ограничений использованного метода отметим возможность влияния на результаты анализа присутствие снега в кронах деревьев и примесь лиственных пород, сомкнутость крон которых существенно меняется в зависимости от сезона наблюдений. Однако выполненная ранее калибровка построенной модели и оценка ее точности по сходимости полученных величин и полевых пространственно привязанных дан-

Таблица 3. Соотношение площадей (%) разных групп склонов по данным ЦМР Aster

Крутизна склонов	Экспозиция склонов поверхности								ВСЕГО:
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
5°–10°	1.89	1.78	1.19	2.04	2.12	2.16	1.50	1.94	14.6
10°–15°	5.78	6.18	4.39	6.23	6.83	6.85	4.69	5.62	46.6
15°–20°	2.64	3.02	2.45	2.10	2.90	3.36	2.42	2.20	21.1
20°–25°	1.25	1.59	0.93	0.77	1.13	1.46	1.29	0.89	9.3
25°–30°	0.91	0.73	0.35	0.33	0.64	0.79	0.85	0.50	5.1
30°–35°	0.51	0.44	0.16	0.07	0.28	0.21	0.32	0.29	2.3
>35°	0.31	0.37	0.05	—	0.05	0.02	0.06	0.22	1.1
Всего	13.3	14.1	9.5	11.5	13.9	14.8	11.1	11.6	100.0

ных, зафиксированных с использованием фото-графической камеры Canon EOS-60D и объектива “Fish-eye” (Елсаков, Марущак, 2011), показала, что между показателями в целом наблюдается значимая положительная коррелятивная связь, описываемая линейной функцией.

Для верификации полученных результатов, характеризующих влияние морфологии склона и его экспозиции на температурный режим инструментальными подспутниковыми методами, были выбраны участки, сходные по литологии и морфологии склонов (длина, крутизна, строение профиля), расположенные на полярных склонах: по азимуту 337.5° (далее – “С”) и 217.5° (далее – “Ю”), с крутизной склона 30°–35°, в 0.5 км друг от друга. Измерения проводили в период с 20 мая по 20 сентября 2004 г. с помощью температурных датчиков-логгеров (DS1921G, точность 0.5°C, интервал измерений 1.5 ч), установленных на уровне земной поверхности в моховой подушке.

Все элементы изображения ЦМР участка были объединены в группы и составили семь классов по величинам крутизны склонов с интервалом в 5° и восемь классов по экспозиции склонов, соответствующих сторонам света (интервал шага в 45°) (табл. 3). В связи с тем, что сообщества реликтового комплекса приурочены к склоновым поверхностям, рассматривали участки, имеющие угол крутизны склонов более 5°. Для выделенных комбинаций классов отдельных растительных сообществ (55 сочетаний) рассчитаны средние значения и доверительные интервалы ($P = 0.95$) показателей температуры и индекса NDVI для разных элементов изображений. Расчеты дневного и суточного хода поступления прямой солнечной радиации (Q_s) выполнены по методике К.Я. Кондратьева (Кондратьев и др., 1978).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Распределение доминирующих групп растительных сообществ

Анализ ЦМР всего участка исследований показал, что большая часть района представлена выложенными поверхностями (уклон менее 5°). Площадь участков с уклоном, превышающим 5°, составила 16.7 км² (4.2% рассмотренной территории) (рис. 1), в основном это были эродированные склоны долины р. Сойва. Характерной особенностью территории является доминирование в группе склоновых участков поверхностей с крутизной 10°–15° (46.6%) и 15°–20° (21.1%) (табл. 3). Небольшую площадь (менее 3.3%) занимают поверхности с уклоном выше 30°. Однако данные поверхности преимущественно связаны с обнажениями известняков в долине реки. Различия в представленности склонов по экспозиции выражены в меньшей степени, наибольшая площадь склонов приходится на поверхности юго-западной (14.8%), наименьшая – восточной (9.5%) экспозиции.

Использование изображений Landsat и полевых материалов позволило методами управляемой классификации выделить в пределах склоновых участков территории шесть доминирующих групп растительных сообществ. Анализ представленности выделенных классов на элементах поверхностей был выполнен путем совмещения обработанного изображения и ЦМР. В распределении фитоценозов отмечена приуроченность к склонам различной экспозиции (рис. 2): лиственные (травяно-зеленомошные и кустарничково-зеленомошные) расположены на наиболее крутых склоновых поверхностях (25°–35°), преимущественно на склонах северной, северо-восточной и северо-западной ориентации. На участках с близким залеганием материнских пород доля лиственных сообществ увеличивается. На склонах с меньшим уклоном и более разви-

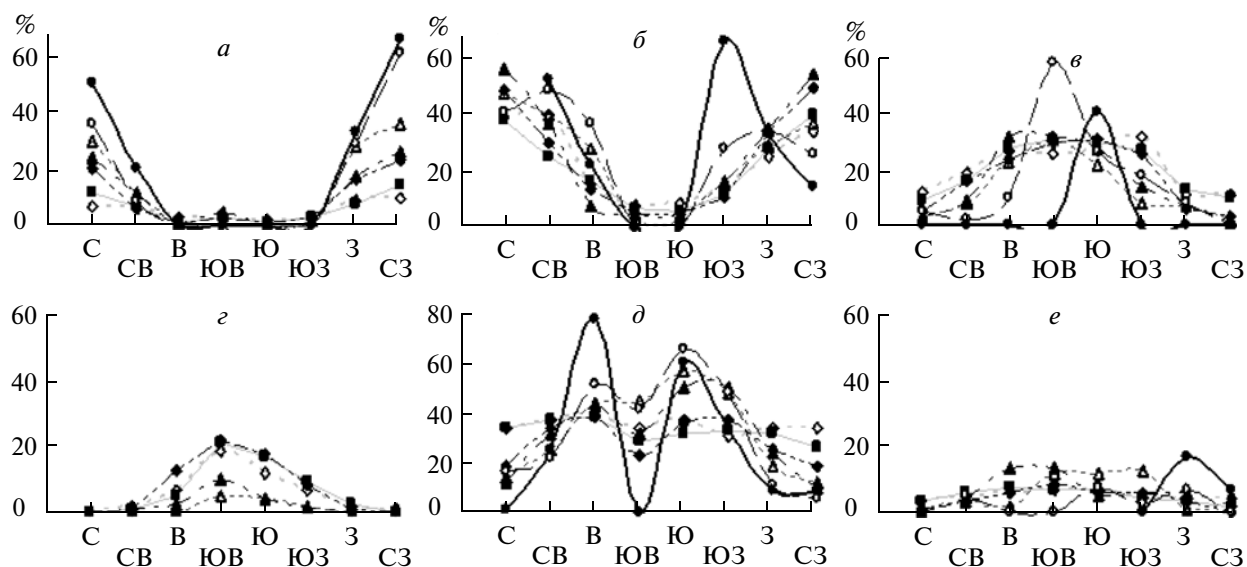


Рис. 2. Встречаемость доминирующих классов растительности на участках поверхностей различных уклонов и экспозиции (%): *а* – лиственный, *б* – ельник, *в* – лиственные леса, *г* – луговая растительность, *д* – смешанный ельник, *е* – сосняк. Цифрами обозначены участки наклонных поверхностей в градусах: 1 – от 5° до 10°, 2 – от 10° до 15°, 3 – от 15° до 20°, 4 – от 20° до 25°, 5 – от 25° до 30°, 6 – от 30° до 35°, 7 – более 35°.

тым почвенным покровом доминируют ельники травяно- и кустарничково-зеленомошные. Занимаемые ими поверхности относятся преимущественно к склонам восточной, западной, северо-восточной и северной экспозиции. На участках юго-восточной (до 60% на склонах с уклоном 30°–35°), южной (до 40% для склонов более 35°) и юго-западной экспозиций достаточно хорошо представлены более теплолюбивые березовые травяные и травяно-зеленомошные леса. В данную группу вошли и производные мелколиственные сообщества, возможно, сменившие высокопроизводительные еловые, сосновые и лиственный древостои на склонах южных экспозиций, затронутые хозяйственной деятельностью.

Переходным классом между мелколиственными ценозами и ельниками были смешанные травяно-зеленомошные березово-еловые леса. Данная, наиболее многочисленная, группа фитоценозов расположена преимущественно на восточных, южных и юго-западных склоновых поверхностях. Немногочисленные классы луговой растительности занимали склоны южных экспозиций с незначительным уклоном (до 15°–20°). Группа сосняков травяно- и кустарничково-зеленомошных не имела ярко выраженной пространственной приуроченности, однако склоны северной ориентации лимитировали развитие данного класса.

Для элементов изображений участков лесных фитоценозов методом SMA-анализа были рассчитаны показатели сомкнутости крон. В распределении показателя не было выявлено выраженных

различий между склонами различной экспозиции. Однако с ростом уклона поверхности сомкнутость древостоев снижалась (рис. 3). Лесные фитоценозы занимали склоновые участки с уклоном не выше 25° – на них формировались разреженные древостои и редколесья (показатель сомкнутости ниже 30%). Выположенные участки (уклон менее 5°) характеризовались доминированием фитоценозов с показателем сомкнутости 60–70%.

Полевые исследования участка показали, что в пределах рассмотренных трансект модельных склонов доминируют дерново-карбонатные маломощные щебнистые слабощелочные рН 6.5–8.0 почвы с хорошо развитым гумусовым горизонтом. Различия в микроклимате разноориентированных склонов слабо выражены в почвенном профиле и проявляются главным образом в биологической активности почв – составе и численности бактериальной и грибной флоры (Виноградова, 2007).

Изменение температуры подстилающей поверхности по спутниковым данным

Наиболее важными факторами, влияющими на формирование теплового баланса растительных сообществ, являются сезон/период и время наблюдений в течение суток, пространственное положение сообществ, их приуроченность к разным формам мезо- и макрорельефа, ярусная структура и состав древостоя фитоценоза, особенности почвенного состава, глубина залегания поверхностных вод и др. Интегрирующая роль

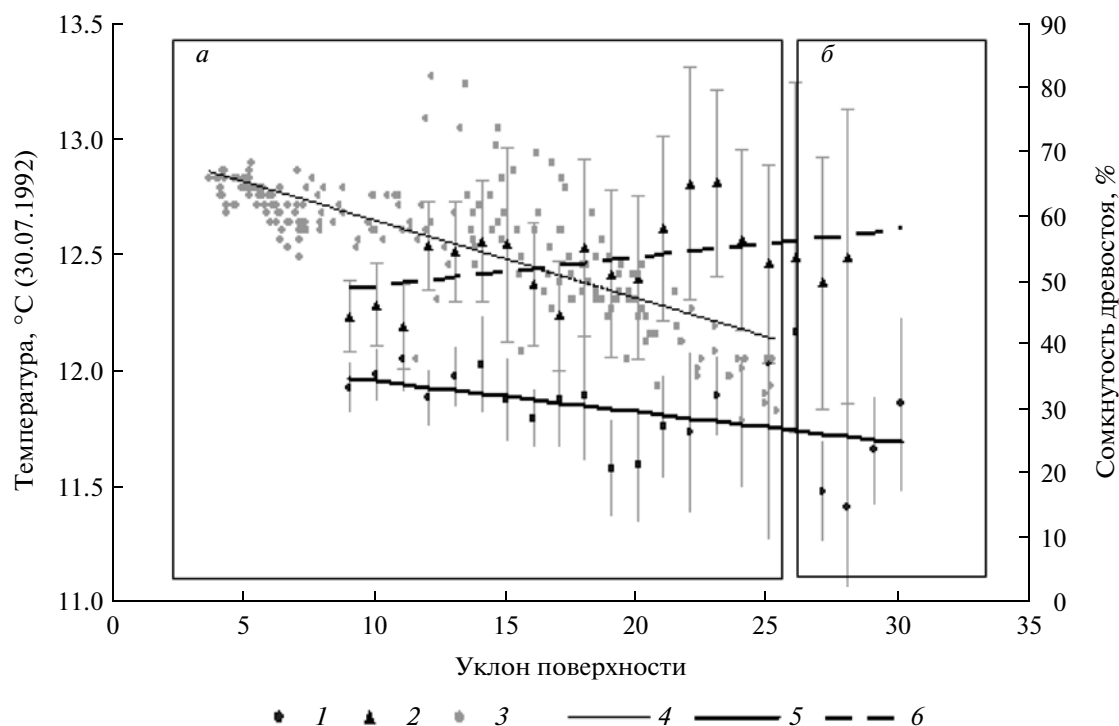


Рис. 3. Влияние уклона поверхности и сомкнутости древостоя на формирование различий температурного режима участков северных и южных экспозиций: *a* — участки с древесной растительностью, *б* — участки реликтового скального флористического комплекса. Цифрами обозначены: показатели температуры склонов: 1 — северной и 2 — южной экспозиций, 3 — величины сомкнутости крон древесных пород, 4 — линия тренда показателя сомкнутости крон ($y = -1.21x + 71.6$, $r^2 = 0.59$, $n = 208$), 5 — линии тренда показателя температуры склонов северной ($y = -0.01x + 12.1$, $r^2 = 0.2$, $n = 774$) и 6 — южной ($y = 0.015x + 12.2$, $r^2 = 0.28$, $n = 797$) экспозиций.

температурного показателя позволяет рассматривать построенные изотермы для выявления границ, площадей и положения отдельных биоценозов. По значениям среднесуточных температур воздуха района исследований, июль является наиболее теплым летним месяцем (средняя температура 16.6°C), однако для широты района суммарная солнечная радиация, поступающая на горизонтальную поверхность в течение вегетационного периода, достигает максимальных значений 864 МДж/м^2 в июне (средняя температура месяца за годы съемок 12.5°C) и снижается к июлю до 855 МДж/м^2 (на 1.0%), до 641 МДж/м^2 к августу (на 25.8% , $t_{\text{cp}} = 12.8^{\circ}\text{C}$) и до 400 МДж/м^2 к сентябрю (на 53.7% , $t_{\text{cp}} = 7.9^{\circ}\text{C}$) (СНиП 23-01-99).

Для большинства выделенных растительных сообществ наиболее стабильные значения температуры на модельном участке отмечены для поверхностей с уклоном менее 10° , в силу сглаживания микроклиматических условий древесным ярусом (рис. 3). Последний значительно трансформирует микроклиматические условия в почвенном слое, создавая определенный режим внутри растительного полога — фитоклимат (Галенко, 1983). Под пологом леса радиационные различия разноориентированных поверхностей

сокращаются в сравнении с открытыми пространствами, для которых рост уклона поверхности способствует проявлению максимальных различий.

Наибольшие температурные показатели на выделенном участке отмечены на изображениях от 30.07.1992, наименьшие — на снимке от 17.09.2001 (табл. 4). Низкие, статистически значимые значения температуры отмечены для класса лиственничников $8.7 \pm 0.6^{\circ}\text{C}$ (17.09.2001). Еловые древостои характеризовались более высокими значениями температур, чем лиственничные, однако не имели статистически значимых различий. Фитоценозы лугового типа растительности демонстрировали наиболее высокие температуры $17.0 \pm 0.6^{\circ}\text{C}$ (30.07.1992).

Приуроченность рассмотренных растительных сообществ к различным экспозициям и склоновым поверхностям, несмотря на пространственную генерализацию, вызванную разрешением изображения, также демонстрирует влияние на температурные показатели (рис. 4). Более высокие значения температур отмечены для склонов южных экспозиций, низкие — северных, при этом рост различий усиливался с увеличением уклона склоновых поверхностей, дости-

Таблица 4. Средние значения температур подстилающей поверхности для выделенных групп классов, t_{cp} °C

Выделенные классы фитоценозов	Даты съемки*		
	19.7.99	30.7.92	17.9.01
Лиственичник	11.7 ± 0.4	15.5 ± 0.4	8.7 ± 0.6
Ельник	12.0 ± 0.2	15.9 ± 0.2	9.6 ± 0.3
Мелколиственные леса	12.5 ± 0.02	16.3 ± 0.2	11.2 ± 0.3
Луга	13.4 ± 0.9	17.0 ± 0.6	12.6 ± 0.8
Смешанные леса	12.3 ± 0.2	16.2 ± 0.2	10.5 ± 0.2
Сосновые леса	12.7 ± 0.1	16.6 ± 0.6	11.0 ± 0.8

Примечание. *Представлены средние значения и размах доверительного интервала ($P = 0.95$) для выделенных фитоценозов.

гая максимума для крайних членов рассматриваемых рядов.

Вместе с тем важным параметром, заслуживающим внимание при анализе температуры поверхности, является время съемки (для района работ 11:00–11:30 локального времени). В основе различий температуры поверхности разноориентированных склонов лежат режим и продолжительность периода освещенности, что подтверждают построенные модели потока прямой солнечной радиации. Использование методологических подходов, сформулированных К.Я. Кондратьевым (Кондратьев и др., 1978), позволило рассчи-

тать степень варьирования величины поступающей прямой солнечной радиации на склоновые поверхности в пределах модельной территории бассейна р. Сойва (рис. 5). Построенные модели потоков показали, что в летние дни максимальный поток прямой радиации наблюдается на склонах южной экспозиции, к середине дня он увеличивается (на примере 30.07.1992 до 1.0–1.2 кал/(мин см²)). Наиболее высокие значения отмечены на склонах более высокой крутизны. Интенсивность притока солнечной радиации смещена во времени для группы юго-восточных склонов (поступление максимально для склонов

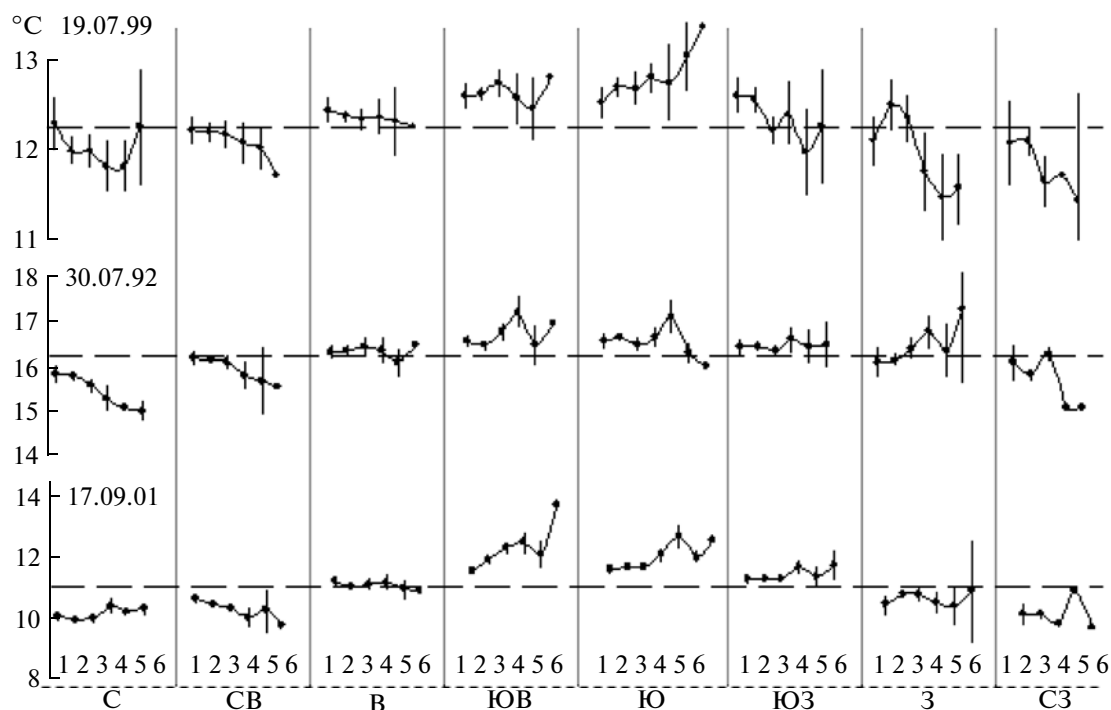


Рис. 4. Вариабельность распределения температур поверхности (°C) на примере зеленомошных лиственных лесов по данным съемки спутника Landsat. Представлены средние значения для выборок и размах доверительного интервала ($P = 0.95$) для склонов различных экспозиций и углов наклона. Пунктиром обозначены средние значения для всего класса. Условные обозначения соответствуют рис. 2 и 3.

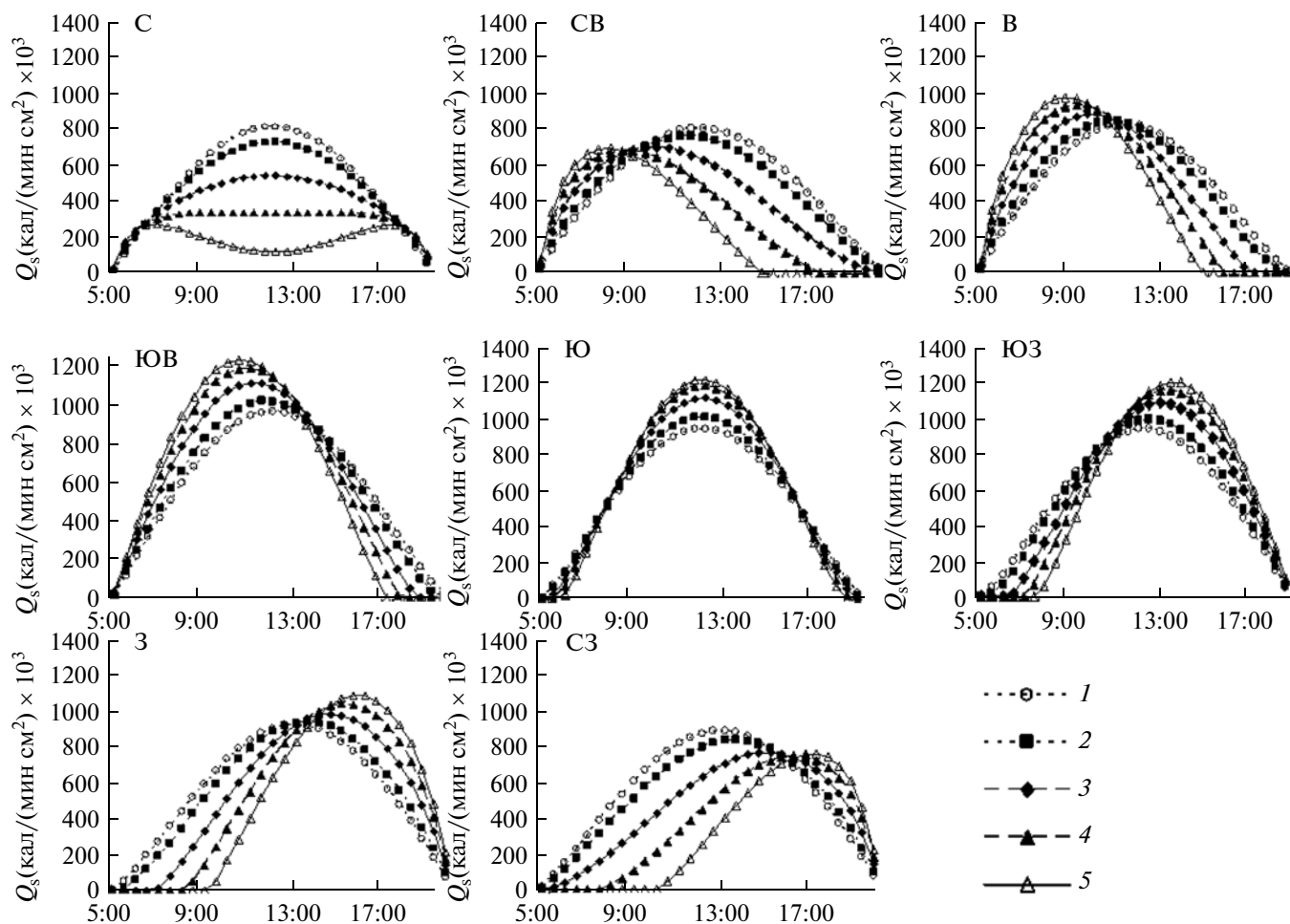


Рис. 5. Особенности притока прямой солнечной радиации для склоновых участков модельной территории разной экспозиции (Q_s кал/(мин см^2)) в течении 30.07.1992. Цифрами обозначены участки наклонных поверхностей в градусах: 1 – 5°, 2 – 10°, 3 – 20°, 4 – 30°, 5 – 40°.

с большим уклоном до полудня) к группе юго-западных (максимальный приток в послеполуденное время), поэтому температура склонов юго-восточной ориентации во время съемки выше. На склонах северной экспозиции картина более сложная. На пологих склонах (5°–20°) поток солнечной энергии также постепенно нарастает к полудню, достигая 0.3–0.8 кал/(мин см^2). На более крутых склонах освещенность максимальна в утренние и вечерние часы (до 0.3 кал/(мин см^2)), а в дневные – снижается, при уклоне более 40° – до 0–0.1 кал/(мин см^2). На склонах восточной и западной экспозиции поток примерно одинаков, меняется лишь его распределение в течение суток.

Температура рассмотренных классов сообществ с разреженным древостоем в целом отражает поступление прямой солнечной радиации на склоновые поверхности (рис. 4). Необходимо отметить, что при одинаковом среднем поступлении радиации на западные и восточные склоны тепловой режим их различен в силу разновре-

ности поступления максимума радиации. На восточных склонах наибольший приток солнечной радиации наблюдается в первую половину дня, когда много тепла тратится на турбулентный обмен и прогрев почв после ночного охлаждения. Западные склоны максимально инсолируются во вторую половину дня, когда температуры достаточно высоки и расход тепла на турбулентный обмен сокращается. Поскольку западные макросклоны теплее восточных, они по ландшафтным признакам ближе к южным склонам (Щербаков, 1970).

Расчет суммарных показателей, демонстрирующих получение прямой радиации в течение суток, показывает, что с ростом угла наклона наблюдали усиление различий. При этом поступление прямой солнечной радиации наиболее сильно различается между крайними членами ряда (рис. 6). Результаты актинометрических наблюдений в районе Кулара (Якутия, 70°38' с.ш.) показывают, что даже при небольшой крутизне

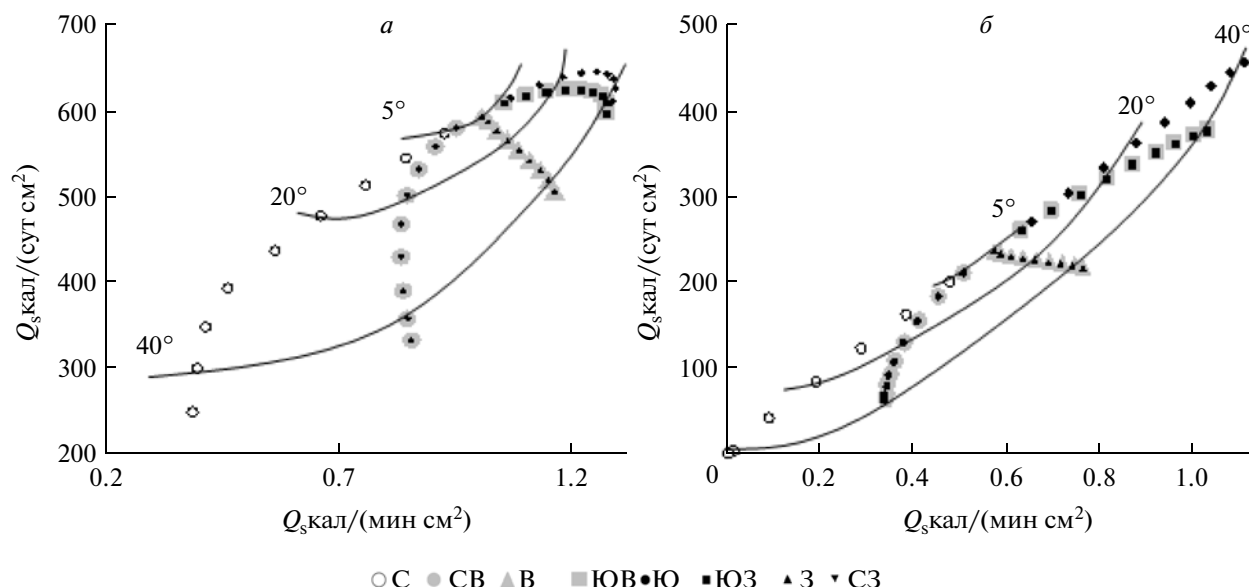


Рис. 6. Моделирование поступления прямой солнечной радиации на склоны модельного участка, имеющие различный наклон и ориентацию для дат 18.06.1988 (а) и 17.09.2001 (б). Представлены максимальные значения суточного потока (ось абсцисс), и суточная сумма (ось ординат).

южные склоны получают в среднем за лето на 13% больше, чем северные (Скрябин, Варламов, 1982). По расчетам Ю.А. Шербакова (1970), на широте района бассейна р. Сойва по отношению к горизонтальной поверхности крутые (30°) склоны южной экспозиции получают за год на 44% больше тепла, а северные — на 40% холоднее. Однако, несмотря на снижение количества прямой солнечной радиации, в сентябре различия между теплообеспеченностью склонов разной экспозиции сохранялись. Согласно данным Т. Waragai (1998), южные склоны получают больше тепла, но отличаются более значительными суточными, сезонными и годовыми колебаниями температуры.

Динамика показателя NDVI

Влияние кальциевых пород проявляется на всех уровнях организации ландшафтов территории, что отражено в повышении видового разнообразия сообществ и продуктивности экосистем (Перельман, Касимов, 1999). Одним из критериев продуктивности фитоценозов, широко используемым в исследованиях последних лет, выступает показатель NDVI. Значения индекса NDVI определяются спектральным диапазоном в интервале поглощения радиации хлорофиллом и косвенно рассматриваются как величины, отражающие распределение запаса надземной фотосинтетически-активной фитомассы, коррелируют с листовым индексом и проективным содержанием хлорофилла в ассимилирующих органах на единицу площади поверхности (хлорофилльный индекс (ХИ)) (Тужилкина, Бобкова, 2010).

Последняя величина применима для количественной оценки стока фотосинтетического связывания углерода растительными ассоциациями (Проективное содержание ..., 1995; Цельникер, Малкина, 1994; Исаев и др., 1995). В многоярусных фитоценозах формирование значений отражения для конкретных пикселей изображения определяется вкладом в суммарный спектр величин, полученных от растений различных жизненных форм, и подвержено сезонным изменениям. Для спелых хвойных насаждений значение ХИ определяется в основном автотрофной частью древостоя, достигая до 85.9% для ельника черничного (Тужилкина и др., 1998).

Анализ корреляции NDVI и ЦМР разносезонных изображений показал, что значения индекса на участках склоновых поверхностей в пределах выделенных групп сообществ существенно различаются в течение периода вегетации (рис. 7). В весенне-летний сезон на изображениях, выполненных для всех выделенных групп сообществ разноориентированных участков и склоновых поверхностей, отмечены рост средних значений параметра с 23 мая по 19 июля и последующее его снижение к 17 сентября, что связано с изменениями, происходящими в надземной фитомассе. Однако данный рост зависит не только от изменения состава пигментов: для одних хвойных пород — *Abies sibirica* и *Picea abies* — показано снижение содержания хлорофиллов в течение вегетационного периода (Силкина, Винокурова, 2009), для других — *Pinus silvestris* — на протяжении вегетационного периода отмечен их рост (Кулагина, 2010). Значения показателя NDVI варьировали в

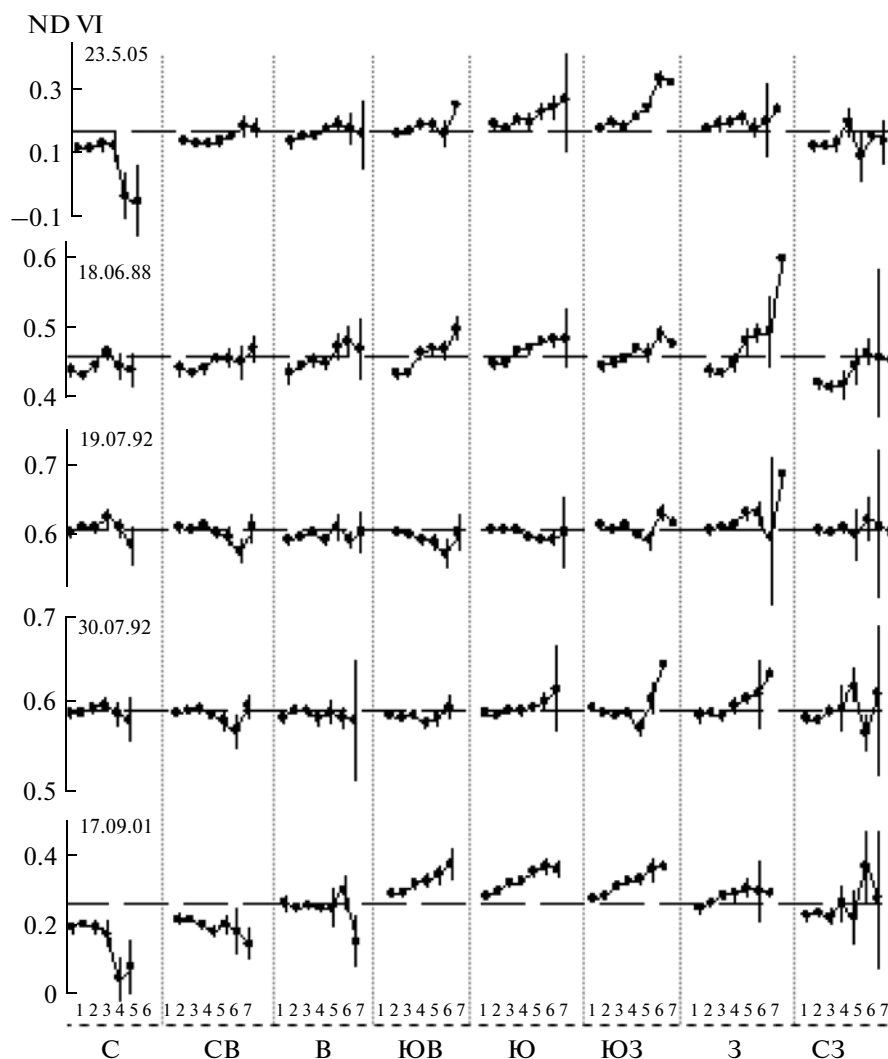


Рис. 7. Сезонная межгодовая вариабельность величин индекса NDVI для фитоценозов, представленных смешанными ельниками. Представлены средние значения для выборок и размах доверительного интервала ($P = 0.95$) для склонов различных экспозиций и углов наклона. Пунктиром обозначены средние значения для всего класса. Условные обозначения соответствуют рис. 2.

пределах выделенных групп фитоценозов от 0.11 для лиственных лесов и участков с луговой растительностью в начальный период вегетационного периода (23 мая) до 0.70 для сообществ луговой растительности (19 июля).

Вместе с тем рассмотренный показатель существенно варьировал в пределах отдельных групп сообществ и в зависимости от экспозиции и наклона склонов. Наиболее существенные и значимые различия отмечены на изображениях начала (23 мая) и окончания (17 сентября) вегетационного периода между участками, расположенными на полярных склонах (северной и южной ориентаций) для крайних рядов последовательностей склоновых поверхностей (более 20°). Для большинства рассмотренных классов поверхностей рост величин NDVI положительно коррелировал

с ростом угла наклона поверхностей, несмотря на то, что рассчитанный показатель сомкнутости крон снижался (рис. 3). Исключение составили склоны северной экспозиции, где корреляция была отрицательной. Различия между участками нивелировались к середине вегетационного периода, и к 19 июля многие участки не имели статистически значимых различий. К окончанию периода вегетации показатели снова их накапливали. Выявленные различия величин индекса формируются в результате взаимодействия отдельных факторов: влияния режима освещенности разноориентированных склоновых поверхностей, не устраненных топографической коррекцией; фенологическими различиями, связанными с запаздыванием и опережением развития, начала и окончания вегетации растений в фитоценозах разно-

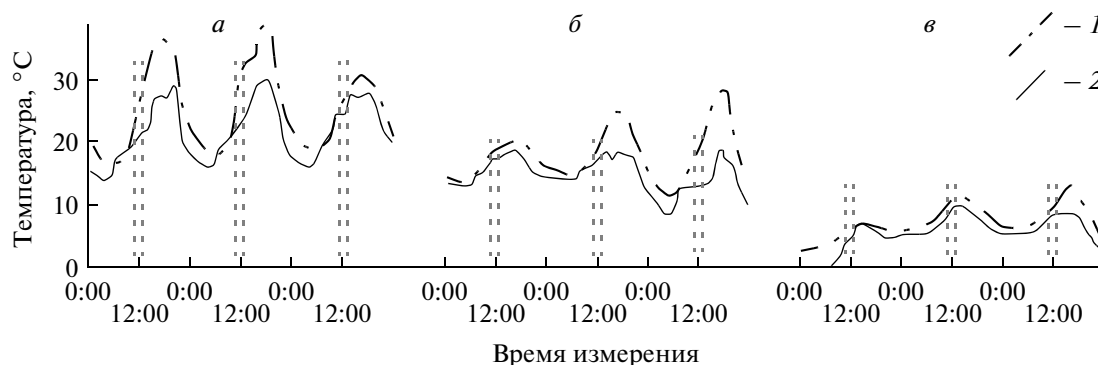


Рис. 8. Пример суточного хода температуры поверхности для склонов полярных экспозиций для периодов измерений: *a* – 16.07.2004–18.07.2004; *б* – 30.07.2004–01.08.2004; *в* – 06.09.2004–08.09.2004. Цифрами обозначены: 1 – значения температуры для склонов южной экспозиции, 2 – северной экспозиции. Выделены интервалы для времени съемки Landsat.

ориентированных склонов; а также, возможно, имеющимися, но не подтвержденными на основании анализа данных спутниковой съемки экологически определенными различиями в запасе фитомассы и структуре фитоценозов в сообществах склонов разной экспозиции (что было показано инструментальными весовыми методами измерений для степных горных пастбищ (Белусова, 2010) и лесных сообществ (Щербаков, 1970).

Подспутниковые наблюдения за температурным режимом поверхностей

Анализ температурных показателей с использованием установленных на разноориентированные участки температурных логгеров позволил охарактеризовать режим фактической теплообеспеченности открытых склонов и участков с разреженной древесной растительностью в бассейне р. Сойва (рис. 8) и подтвердить наблюдаемые на материалах спутниковой съемки температурные различия (рис. 4). Основные различия температур разноориентированных поверхностей определялись притоком прямой солнечной радиации, в дни с ясным состоянием атмосферы они были максимальны. В отдельные дни июля и августа разница температур достигала максимума (до 10–15°C) во второй половине дня (15:00–18:00). Рассмотренная территория характеризуется присутствием большого количества дней с полужасным и пасмурным состоянием атмосферы (так, в летний период вероятность пасмурного состояния неба, по данным метеостанции Троицко-Печорска, в среднем варьирует от 56% в июне до 67% в августе (Климатологический..., 1932)). В такие дни различия температур не значительны. Привлеченные к работе изображения Landsat выполнены в ясную погоду в период с 11.00 до 11.30 локального времени. Для этого периода отмечено начало ро-

ста температурных различий для разноориентированных склоновых поверхностей (интервал съемки выделен пунктиром), что и проявляется на изображениях, несмотря на значительную пространственную генерализацию. К концу вегетационного сезона, в связи со снижением высоты солнца над уровнем горизонта, температурные различия между разноориентированными поверхностям постепенно нивелируются.

Различия флористического состава склоновых участков

Растительный покров модельных склонов, формирующийся в условиях максимального диапазона микроклиматических условий на известняках в бассейне р. Сойва, отражает их экологическое своеобразие через свой флористический состав и структуру. Коэффициент сходства флористического состава (индекс Жаккара) разноориентированных склонов составил 73%. Различия в видовом составе растений четко проявляются при применении методов сравнительной флористики (географический анализ, признак широтных групп). Из 108 видов сосудистых растений, произрастающих на склонах, независимо от экспозиции встречаются почти ¼ видов, в основном это представители бореальных лесов (рис. 9) – *Abies sibirica*, *Betula pendula*, *Picea obovata*, *Pinus sibirica*, *Juniperus communis*, *Aconitum septentrionale*, *Antennaria dioica*, *Festuca ovina*, *Linnaea borealis* и др. Оставшаяся доля приходится на виды с дизъюнктивным монтанным типом ареала (*Carex alba*, *Carex ornithopoda*, *Asplenium viride*), горностепные (*Aster alpinus*), арктоальпийские (*Dryas punctata*, *Saussurea alpina*), гипоарктические и гипоарктоальпийские (*Equisetum scirpoides*, *Selaginella selaginoides*, *Pinguicula alpina*). Названия растений приведены по справочнику С.К. Черепанова “Сосудистые растения России и сопредельных государств”

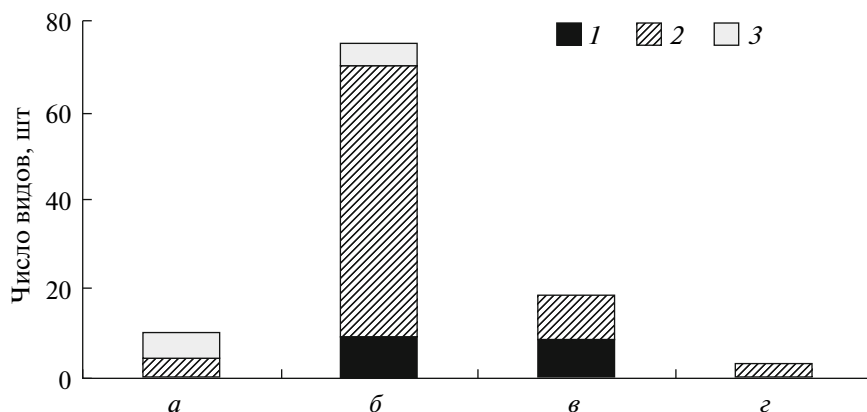


Рис. 9. Диаграмма распределения видов разных широтных групп на трансекте, заложенной через открытые склоновые участки южной и северной экспозиций. Цифрами обозначены: 1 — доля видов, отмеченных только на северном склоне, 2 — доля видов, общих для склонов разных экспозиций, 3 — отмечены на южном склоне. Буквами обозначены: а — южные виды (лесостепные, неморальные, неморально-бореальные), б — бореальные, в — северные (арктические, аркто-альпийские, голоарктические), г — скальные лесные и монтанные виды.

(1995), географические группы — по “Флоре северо-востока европейской части СССР” (Т. 1–4. 1975–1977).

Различия, связанные с приуроченностью к разным склоновым поверхностям, проявляются в распределении $\frac{1}{4}$ части видового состава. Только на южном склоне отмечено присутствие скального и южноборового вида *Dendranthema zawadskii*, лесостепного и борового — *Adonis sibirica*, видов неморального флористического комплекса — *Carex rhizina*, *Stellaria holostea*, *Viola mirabilis*, *Milium effusum*, а также ряд бореальных видов — *Fragaria vesca*, *Viola mauritii*, *Vicia sylvatica*, *Poa nemoralis*. Специфичными для северного склона являются виды с арктическим, арктоальпийским, гипоарктическим типом ареала: *Arctous alpina*, *Bistorta vivipara*, *Carex glacialis*, *Minuartia verna*, *Thephrosia integrifolia*, *Tofieldia pusilla*, *Valeriana capitata* — и некоторые влаголюбивые бореальные виды (*Bistorta major*, *Avenella flexuosa*, *Oxalis acetosella*). Согласно расчетам Ю.А. Щербакова (1970), крутые склоны северной экспозиции на 63° – 65° с.ш. получают минимальное количество прямой солнечной радиации в Северном полушарии, что, возможно, является основной причиной успешного сохранения “северных” видов в лесной зоне. На оригинальность условий этих местообитаний указывает то, что 17% видового состава сосудистых растений на модельных склонах включено в списки охраняемых растений региона (Красная книга Республики Коми, 2009), для многих видов эти местообитания — краевые (пограничные) на ЕСВР.

Перераспределение тепла и влаги на разноориентированных крутых осыпных склонах прослеживается в изменениях и структуры растительного покрова. Здесь снижается ценотическая роль бореальных деревьев и кустарников, они

представлены редким подростом или образуют сильно разреженные древостои. На теплом склоне южной экспозиции под пологом таких сообществ и на открытых участках в кустарничково-травянистых группировках доминируют представители сем. Cyperaceae (*Carex alba*, *C. ornithopoda*, *C. rhizina*). На северном склоне при зарастании и закреплении осыпей важную роль играют арктоальпийский вид *Dryas punctata*, а также мхи и лишайники, которые образуют здесь хорошо развитый наземный покров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В условиях предгорных и горных районов и территорий с разнообразными формами рельефа топографические особенности выступают важными факторами, определяющими особенности большинства локальных параметров, включающих микроклимат, характеристики растительного и почвенного покрова (Brown, 1994). В этом плане материалы спутникового мониторинга становятся важным источником данных для характеристики особенностей ландшафтной структуры территории и выделения территорий с необходимыми характеристиками. С другой стороны, преимущества использования материалов разновременной съемки определяются возможностями выявления разных форм динамики геосистем (в том числе в ходе анализа их количественных показателей), охарактеризованных В.Б. Сочавой (1972) как преобразовательной и стабилизирующей.

Количественные методы оценки параметров фитоценозов, основанные на использовании спектральных данных, в частности индекса NDVI, позволяют установить изменения, связанные с сезонными и межгодовыми процессами, или их стабильность, обусловленную ландшафтным де-

терминированием их вариабельности. Полученные результаты демонстрируют важность учета времени съемки, ориентации склоновых поверхностей при проведении не только оценки количественных параметров фитоценозов и их динамики, но и для выполнения классификации растительного покрова на территориях с разнообразными формами рельефа.

Биологическое разнообразие карстовых ландшафтов Южного Тимана значительно выше как в плане видового, так и в плане ценотического уровня в сравнении с зональными ландшафтами средней тайги. Географические реликты, сохранившиеся в составе флоры, их ассоциации, лесные ценозы с их участием, придают уникальность данным экосистемам. Только на модельном участке в бассейне р. Сойва произрастает более 40 видов сосудистых растений, мохообразных и лишайников, охраняемых на территории Республики Коми (Красная книга Республики Коми, 2009). Эти ландшафты составляют основу сети ключевых ботанических территорий ЕСВР. Сохранению реликтового комплекса растений на известняках ЕСВР способствуют географические закономерности инсоляции ландшафтов в пределах 63°–65° с.ш. — минимальное для Северного полушария количество тепла, поступающего на крутые склоны северной экспозиции, и значительные различия в поступлении прямой солнечной радиации к разноориентированным склонам. Температурный режим склоновых поверхностей модельного участка определяется развитием отдельных форм микро- и мезорельефа, приуроченностью к участкам с разной крутизной и экспозицией.

Интегрирующая роль значений температуры поверхности позволяет рассматривать данный показатель для выявления границ, площадей и особенностей приуроченности групп элементарных ландшафтных единиц и растительных сообществ, различающихся водным режимом, почвенным составом и геоморфологическими особенностями. Для зональных сообществ, приуроченных к выполненным поверхностям, температурный режим в большей степени определяется условиями увлажнения. В азональных сообществах известняковых обнажений района исследований доминирующее влияние оказывают микро- и мезорельефные условия. В ходе анализа данных температурного канала Landsat модельной территории бассейна р. Сойва установлено, что различия в теплообеспеченности склонов возрастают с увеличением крутизны, достигая максимума в июле (4–5°C) между склонами северной и южной экспозиции при уклоне более 30°. Температура известняковых склонов северной экспозиции обладала наименьшими значениями в сравнении со всеми рассмотренными участками (включая водораздельные) и может рассматриваться в качестве маркера для

выделения в подзоне средней тайги участков, потенциально пригодных для развития редких видов тундровых или горных ареалов. Температура южных экспозиций превышала прилегающие участки на 3–4°C, что способствовало увеличению длительности периода развития растений и продвижению к северу видов, имеющих лесостепное, южно-боровое и неморальное происхождение. Верификация полученных закономерностей показала наличие температурных различий выделенных классов поверхностей и позволила оценить роль микрорельефа.

Выполненные геоботанические и флористические исследования территории демонстрируют возможность привлечения цифровых моделей рельефа, тематических классификаций растительного покрова, полученных по спутниковым и топографическим данным при прогнозировании распределения редких и нуждающихся в охране видов растений, изучении экологически обусловленных конкурентных отношений видов растений и фитоценозов.

Авторы благодарят д.т.н. С.А. Барталева (ИКИ РАН, Москва) и д.т.н. В.Н. Копылова (ЮНИИТ, Ханты-Мансийск) за высказанные замечания к предварительной рукописи. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ “Влияние климатических изменений на биоценозы ненарушенных территорий российского Севера” (проект № 10-04-92514-ИК_a) и программы отделений и Президиума РАН “Состояние ресурсов полезных растений европейского северо-востока России, мониторинг и разработка биотехнологических подходов по рациональному использованию и воспроизводству”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Н.А., Сваткова Т.Г. Зимние топографические карты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2008. № 3. С. 8–11.
- Алехин В.В. Растительность СССР в основных зонах. 2-е Испр. и доп. изд. М.: Сов. наука, 1951. 512 с.
- Барталев С.А., Ховратович Т.С., Елсаков В.В. Использование спутниковых изображений для оценки потерь углерода лесными экосистемами в результате вырубок // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов / Под. ред. Лупяна Е.А., Лавровой О.Ю. Вып. 6. Т. 2. М.: Азбука-2000, 2009. С. 343–352.
- Белоусова Л.К. Опыт оценки кормовых ресурсов горных территорий // Всеросс. научн. конф. “Проблемы изучения и сохранения растительного мира Евразии”. Иркутск, 2010. С. 359–363.
- Ботанический заказник “Сойвинский” // Биологическое разнообразие ООПТ Республики Коми. Вып. 4.

- Охраняемые природные комплексы Тимана. Ч. 1. Сыктывкар, 2006. С. 146–218.
- Васильев В.Ф. Интродукция новых растений на меловые обнажения Воронежской области // Тр. Воронежского гос. ун-та. 1939. Т. X. № 5.
- Виноградова Ю.А. Состав гумуса и биологическая активность низкорослых почв Южного Тимана // Матер. XIV Всеросс. молод. науч. конф. “Актуальные проблемы биологии и экологии”. Институт биологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, 3–6 апреля 2007 г. Сыктывкар, 2007. С. 34–36.
- Елсаков В.В., Марущак И.О. Роль спутникового мониторинга в выявлении изменений растительного покрова предгорной и горной части Урала // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов / Под. ред. Лупяна Е.А., Лавровой О.Ю. Вып. 7. Т. 1. М.: Азбука-2000, 2010. С. 310–318.
- Елсаков В.В., Марущак И.О. Спектрональные спутниковые изображения в выявлении трендов климатических изменений лесных фитоценозов западных склонов Приполярного Урала // Компьютерная оптика. 2011. Т. 35. № 2. С. 281–286.
- Галенко Э.П. Фитоклимат и энергетические факторы продуктивности хвойного леса Европейского Севера. Л.: Наука, 1983. 129 с.
- Кадастр охраняемых природных территорий Республики Коми. Сыктывкар, 1993. 190 с.
- Кадастр охраняемых природных территорий Республики Коми. Сыктывкар, 1995. 58 с.
- Келлер Б.А. По долинам и горам Алтая (Ботанико-географические исследования). Казань: Типография Императорского ун-та, 1914. Т. 1. 445 с.
- Климатологический справочник СССР. Вып. I. Европейская часть СССР. Л.: Главная геофизическая обсерватория, 1932. 118 с.
- Комаров Н.Ф. Температура меловых склонов черноземной полосы в связи с условиями развития на них эндемичной флоры // Сов. ботаника. 1933. № 5.
- Компоненты экосистем и биоразнообразие карстовых территорий Европейского Севера России (на примере заповедника “Пинежский”). Архангельск, 2008. 352 с.
- Кондратьев К.Я., Пивоварова З.И., Федорова М.П. Радиационный режим наклонных поверхностей. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 215 с.
- Коржинский С.И. Термические наблюдения, произведенные на Кликовском склоне П. Крыловым и С. Коржинским в 1885 г. // Тр. общ. естествоисп. при Импер. Казан. ун-те. Казань, 1889. Т. XIX. С. 1–12.
- Красная Книга Республики Коми / Под. ред. Таскаева А.И. Сыктывкар, 2009. 792 с.
- Кулагина Л.С. Состояние хлорофилл-белкового комплекса сосны обыкновенной в условиях техногенеза // Всер. науч. конф. “Проблемы изучения и сохранения растительного мира Евразии”. Иркутск, 2010. С. 504–507.
- Осинов С.В. О системе методов детально-маршрутных исследований растительного покрова // Сиб. Экол. журн. 2002. № 2. С. 145–155.
- Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Астрель-2000, 1999. 768 с.
- Пономарев А.Н. Температурный микроклимат и растительность известняков и гипсов Среднего Урала и Западного Приуралья в зависимости от экспозиции // Уч. зап. Молотовского гос. ун-та. Молотов, 1940. Т. 4. Вып. 1. С. 166–201.
- Проективное содержание хлорофилла и биоразнообразие растительности основных ботанико-географических зон России / Воронин П.Ю., Ефимцев Е.И., Васильев А.А. и др. // Физиология растений. 1995. Т. 42. № 2. С. 295–302.
- Роль известняков Тимана в сохранении биоразнообразия / Тетерюк Л.В., Мартыненко В.А., Пыстина Т.Н. и др. // Междунар. контактный форум по сохранению местообитаний в Баренцевом регионе: Тез. докл. 4-го совещания. Сыктывкар, Республика Коми, 19–25 сентября 2005 г. Сыктывкар, 2005. С. 175–176.
- Силкина О.В., Винокурова Р.И. Сезонная динамика содержания хлорофиллов и микроэлементов в формирующейся хвое *Abies sibirica* и *Picea abies* // Физиология растений. 2009. Т. 56. № 6. С. 864–870.
- Скрябин П.Н., Варламов С.П. Формирование теплового режима грунтов на склонах в районе Кулара // Термика почв и горных пород в холодных регионах. Якутск: ИМ СО АН СССР, 1982. С. 5–43.
- СНиП 23-01-99. Строительная климатология. 01.01.2000.
- Сочава В.Б. Геотопология как раздел учения о геосистемах // Топологические аспекты учения о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1972. С. 34–108.
- Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 318 с.
- Структура и динамика природных компонентов Пинежского заповедника (северная тайга ЕТР, Архангельская область). Биоразнообразие и георазнообразие в карстовых областях. Архангельск, 2000. 267 с.
- Тужилкина В.В., Бобкова К.С., Мартынюк З.П. Оценка баланса углерода лесного фитоценоза // Физиология растений. 1998. Т. 45. С. 914–918.
- Тужилкина В.В., Бобкова К.С. Хлорофилльный индекс в фитоценозах коренных ельников Европейского северо-востока // Лесной журн. 2010. № 2. С. 17–23.
- Флора северо-востока европейской части СССР / Под ред. Федорова А.А. Л.: Наука, 1974. Т. 1. 273 с. 1976. Т. 2. 315 с. 1976. Т. 3. 293 с. 1977. Т. 4. 311 с.
- Черепанов С.К. Сосудистые растения России и сопредельных государств (в пределах бывшего СССР). СПб.: Мир и семья, 1995. 992 с.
- Цельникер Ю.Л., Малкина И.С. Хлорофилльный индекс как показатель годичной аккумуляции углерода древостоями леса // Физиология растений. 1994. Т. 41. № 3. С. 325–330.
- Щербаков Ю.А. Поступление и отражение прямой солнечной радиации на неодинаково ориентированных склонах в разных условиях // Влияние экспозиции на ландшафты. Пермь, 1970. № 240. С. 100–133.

Исаев А.С., Коровин Г.Н., Сухих В.И. и др. Экологические проблемы поглощения углекислого газа посредством лесовосстановления и лесоразведения в России (аналитический обзор). М.: Центр экологической политики России, 1995. 156 с.

Юдин Ю.П. Реликтовая флора известняков Северо-востока европейской части СССР // Материалы по истории флоры и растительности СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 4. С. 493–587.

Brown D.G. Predicting vegetation types at treeline using topography and biophysical disturbance variables // J. Veget. Sci. 1994. V. 5. P. 641–656.

Chander G., Markham B. Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic

ranges // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2003. V. 41. № 11. P. 2674–2677.

Holland P.G., Stein D.G. Vegetational responses to latitudinal variations in slope angle and aspect // J. Biogeogr. 1975. V. 2. № 3. P. 179–183.

Kraus G. Boden und Klima auf kleinstem Raum. Jena, 1911. P. 184.

Teillet P.M., Guindon B., Goodeonugh D.G. On the slope-aspect correction of multispectral scanner data // Can. J. Rem. Sens. 1982. V. 8. P. 84–106.

Waragai T. Effects of rock surface temperature on exfoliation, rock varnish, and lichens on a boulder in the Hunza Valley, Karakoram Mountains, Pakistan // Arctic and Alpine Res. 1998. V. 30. P. 184–192.

Satellite Images for Investigation of Topography Effect on Floristic Biodiversity of Karst Landscapes Phytocenosis in the North-East Part of European Russia

V. V. Elsakov, L. V. Teteryuk

Institute of Biology, Komi Scientific Center, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar

Phytocenoses in calcareous outcrops of the Soiva river basin (Pechora river tributary) were investigated using the remote sensing data of Landsat and Aster (digital elevation model) satellites, GIS modeling methods, field measurements and temperature loggers' results. Localization of vegetation communities on various exposures and slope surfaces was the main cause of differences in observed characteristics as temperature regime, seasonal phytomass development and duration of vegetation period, formation of species composition and structure of vegetation communities. The distinctions in NDVI values and surface temperatures were at their maximum at satellite images in the beginning and the end of vegetation period, for communities located on extreme slope surfaces of polar exposures on territorially interfaced landscapes. The presence of nemoral and tundra floristic complexes in adjacent sites located in different relief elements characterizes these differences as attributed to geographical zones.

Keywords: karst landscapes, satellite monitoring, floristic biodiversity, different oriented slopes and aspects

РЕЦЕНЗИИ

KARMAKAR P. R. “MICROWAVE PROPAGATION AND REMOTE SENSING: ATMOSPHERIC INFLUENCES WITH MODELS AND APPLICATIONS”.**Boca Raton, L., N. Y.: CRC Press. Taylor & Francis Group, 2012. 257 p.**

Включение в 1970-е годы методов и средств микроволновой диагностики в аэрокосмические наблюдения явилось, несомненно, знаменательной вехой в развитии всего дистанционного зондирования (ДЗ) Земли. Изучение и понимание микроволновых образов системы земная поверхность—атмосфера обеспечили принципиально новую (чем при использовании только оптического и инфракрасного диапазонов) физическую информативность микроволнового зондирования при изучении земных объектов. Именно это обстоятельство кардинально изменило как облик потенциальных спутниковых систем, предназначенных для зондирования Земли, так и характер и информативную насыщенность всего ДЗ. Очевидные достоинства микроволновой диагностики — возможность получения информации в любое время суток, широкий погодный диапазон, независимость от солнечного освещения — привлекли к ним внимание большого числа исследователей. Причем в целом ряде случаев именно эти обстоятельства были решающими на первых этапах внедрения радиофизических методов в задачи ДЗ. Однако дальнейшее развитие этих методов показало, что принципиальная значимость их введения в ДЗ лежит совсем в другой плоскости, а именно, в дифракционной природе взаимодействия электромагнитных волн микроволнового диапазона с шероховатыми элементами земной поверхности и с метеоструктурами в земной атмосфере и, с другой стороны, с особенностями квантового излучения физических объектов газовых составляющих в микроволновом диапазоне. Развитие и эволюция приборного парка и научно-исследовательских проектов микроволнового зондирования происходило, разумеется, весьма неоднородным и неравномерным образом. Тем не менее ситуация на сегодняшний день в ДЗ такова, что ни одна потенциально крупная спутниковая миссия по исследованию Земли не обходится без включения в нее пассивных и активных радиофизических приборов в той или иной конфигурации. Таким образом, понимание особенностей распространения электромагнитных волн в тропосфере является насущной задачей как для проектировщиков аппаратуры, так и для обработчиков получаемой информации. Именно решению этих проблем и посвящена рецензируемая книга.

Книга насчитывает 257 страниц текста, разбитого на семь содержательных глав. Приложен обширный список цитированной литературы к каждой главе.

Первая глава содержит обобщенный обзор основных принципов распространения электромагнитных волн в тропосфере, включая классификацию радиоволн в соответствии с механизмами распространения, особенности рефракции радиоволн, структуру тропосферного аэрозоля и характеристики осадков.

Во *второй главе* описаны основы структуры и поляризации электромагнитных волн при распространении как в свободном пространстве, так в диэлектрических средах.

В *третьей главе* детально описаны процессы отражения и преломления радиоволн на плоских поверхностях двух сред, а также теория распространения электромагнитных волн над плоской и сферической поверхностями Земли. Подробно описаны методики построения зон Френеля для сферической поверхности.

Четвертая глава посвящена рассмотрению вопросов атмосферной рефракции при распространении радио лучей во флуктуирующей атмосфере. При встрече радиоволны с вариациями атмосферного рефракционного индекса происходит искажение траектории луча. Знание основных типов и механизмов искажения траекторий при прохождении радиоволн через атмосферу очень важны для целого ряда дистанционных применений, таких как космическая геодезия. В главе рассматриваются рефракция радиолучей в сухом и влажном воздухе и, более детально, режим мерцаний, обусловленный турбулентным состоянием нерегулярных параметров атмосферы. При распространении радиоволн короче 1.5 см принципиальное значение имеет квантомеханический эффект поглощения электромагнитных волн молекулами водяного пара, кислорода, озона и ряда других газов. Именно особенности квантового излучения газового состава тропосферы в микроволновом диапазоне позволили сделать значительные шаги в дистанционном исследовании атмосферы.

В *пятой главе* детально анализируются результаты расчетов с учетом квантомеханических механизмов поглощения атмосферных газов и моде-

лирования метеорологических параметров по измеренным значениям затухания и собственного излучения.

Хорошо известно, что подавляющее количество воды в атмосфере содержится в виде водяного пара и только сравнительно незначительная часть — в виде гидрометеоров жидкой и твердой фазы. И тем не менее жидкие и твердые осадки играют важную роль в термо- и гидродинамике атмосферы, и на их изучение направлены различные виды ДЗ как непосредственно с поверхности Земли, так и при помощи спутниковых систем.

В *шестой главе* рассмотрены различные виды модельного представления характеристик затухания радиоволн миллиметрового диапазона в жидких осадках различной интенсивности. Подробно рассмотрены экспериментальные данные по высоте нулевой изотермы на различных континентах (Европа, Африка, Азия). При распространении радиоволн в жидких осадках важную роль играет распределение размеров капель. В главе приведены подробные экспериментальные результаты распределения размеров капель в осадках двух типов — конвективного типа и стратиформ в различных географических пунктах Индии.

Седьмая глава посвящена анализу характеристик затухания при наличии в атмосфере твердых осадков и осадков смешанного типа. Отдельно рассмотрены снежные осадки с кристаллами различного типа, градовые осадки, туманы, аэрозоли, облака безосадочного типа. Отдельная часть главы посвящена важной компоненте ДЗ — оценкам количества водяного пара и содержанию жидкой воды в облаках при помощи микроволновых радиотепловых измерений с поверхности Земли. Автор показывает, что такой вид наблюдений за состоянием водяного пара дает существенно более высокую точность измерения, чем стан-

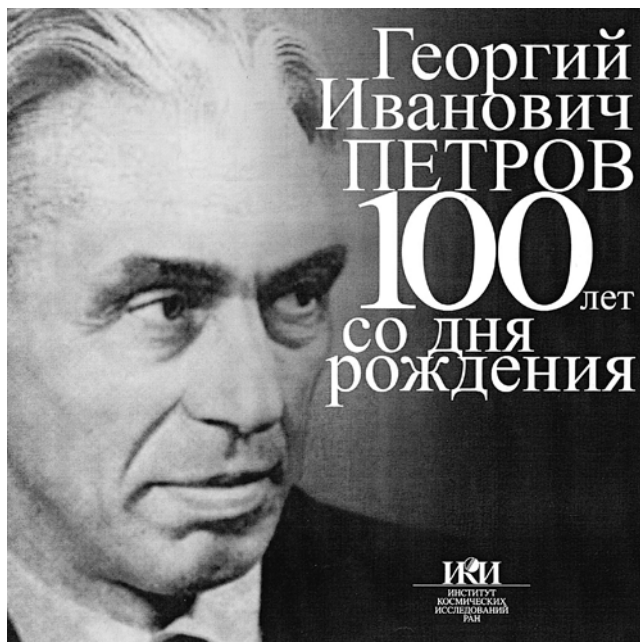
дартные радиозондовые данные. В главе приводится описание как одночастотного, так и двухчастотного алгоритмов восстановления содержания водяного пара. Глава содержит много полезной экспериментальной информации о содержании водяного пара в различных частях земного шара — в Индии, Бразилии, Китае, России, Перу, Аргентине.

В рецензируемой книге развит наиболее общий подход при изучении процессов взаимодействия электромагнитных волн радиодиапазона при их прохождении в газовой тропосфере при наличии гидрометеоров, предложены и детально рассмотрены экспериментальные дистанционные методики. Отмечено, что предложенный в книге модельный подход для полидисперсной среды может быть применен при изучении широкого класса природных объектов. Показано, что дистанционные микроволновые синхронные измерения в радиотепловом и скаттерометрическом режимах позволяют получить уникальную информацию о состоянии тропосферы. Можно полагать, что результаты, изложенные в книге, будут стимулировать серьезное расширение базы экспериментальных дистанционных измерений.

Резюмируя, следует высоко оценить выход в свет книги Р.К. Кармакар, которая вносит заметный вклад в изучение одного из важнейших проявлений взаимодействия океана и атмосферы. Кроме того, отметим, что книга может быть полезна очень широкому кругу читателей — от студентов и аспирантов до специалистов смежных профессий. Поскольку аналогичная книга отсутствует в русскоязычной научной литературе, следует рассмотреть вопрос о ее переводе на русский язык.

Е.А. Шарков

К 100-ЛЕТИЮ АКАДЕМИКА Г. И. ПЕТРОВА



30 мая 2012 г. в Институте космических исследований (ИКИ РАН) состоялась Международная конференция “Гидроаэромеханика и космические исследования”, посвященная 100-летию со дня рождения его первого директора — выдающегося ученого-аэродинамика академика Георгия Ивановича Петрова. Второе заседание конференции прошло 31 мая в Институте проблем механики (ИПМ РАН). Информацию о конференции можно найти на сайте ИКИ (<http://www.iki.rssi.ru>).

К столетнему юбилею первого директора в ИКИ издан сборник — научная биография академика Г.И. Петрова *Георгий Иванович Петров. 100 лет со дня рождения*. М.: ИКИ РАН, 2012. 128 с. (<http://www.iki.rssi.ru/print.htm> (см. фото)). Сборник построен на документальном материале — выдержках из публикаций Георгия Ивановича, статей и книг представителей его научной школы и ученых, в тесном контакте с которыми он работал. На его страницах отражены три основных этапа научной жизни Г.И. Петрова. Первый — начало практического освоения космического про-

странства: Г.И. Петров заведовал знаменитой газодинамической лабораторией №4 НИИТП, в которую входило несколько отделов и где под его руководством и при непосредственном участии была разработана и создана теплозащита для космических аппаратов. Второй этап связан с Московским государственным университетом, где Г.И. Петров заведовал кафедрой аэромеханики и газовой динамики на механико-математическом факультете и основал несколько научных семинаров и школ (в их числе знаменитая школа НЕЗАТЕГИУС — НЕлинейные ЗАдачи ТЕории ГИдродинамической Устойчивости, в этом году у нее тоже юбилей, 35 лет), на базе которых выросли несколько поколений российских ученых-механиков. И, наконец, третий этап — академический Институт космических исследований: в 1965 г. Г.И. Петров стал его организатором и первым директором и руководил им до 1973 г. В годы становления Института он уделял первостепенное внимание развитию в нем перспективных направлений науки о космосе по очень широкой тематике и был одним из основателей нового ее раздела — космической газовой динамики.

За большие успехи, достигнутые в развитии ракетной промышленности, науки и техники в области аэромеханики и газовой динамики больших скоростей, успешное осуществление первого в мире полета человека в космическое пространство на корабле-спутнике “Восток” академик Г.И. Петров награжден многими государственными наградами. Он Герой Социалистического Труда, лауреат Сталинской премии 1-й степени и Государственной премии СССР, награжден орденами Ленина (трижды), Трудового Красного Знамени (трижды) и др. За лучшие работы по аэродинамике Г.И. Петрову вручили премию 1-й степени и золотую медаль имени Н.Е. Жуковского.

Большое количество документов и фотографий, связанных с научной деятельностью Георгия Ивановича Петрова, а также фрагменты воспоминаний его учеников, помещенные в сборник, создают портрет талантливого ученого, яркого, обаятельного и доброжелательного человека, память о котором продолжает жить.